



Traçage des sources et quantification de la dynamique des sédiments en crue : application au bassin tropical montagneux de la Houay Xon au Laos

Eliau Gourdin

► To cite this version:

Eliau Gourdin. Traçage des sources et quantification de la dynamique des sédiments en crue : application au bassin tropical montagneux de la Houay Xon au Laos. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2014. Français. <NNT : 2014PA112201>. <tel-01083337>

HAL Id: tel-01083337

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01083337>

Submitted on 17 Nov 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ PARIS-SUD

ÉCOLE DOCTORALE 534 :

MODÉLISATION ET INSTRUMENTATION EN PHYSIQUE, ÉNERGIES, GÉOSCIENCES
ET ENVIRONNEMENT

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement

THÈSE DE DOCTORAT SUR TRAVAUX

SCIENCES DE L'UNIVERS

par

Elian GOURDIN

Traçage des sources et quantification de la dynamique des
sédiments en crue : application au bassin tropical
montagneux de la Houay Xon au Laos

Date de soutenance : 25/09/2014

Composition du jury :

Directrice de thèse :	Sophie AYRAULT	Chercheur-CEA (LSCE, Gif-sur-Yvette, France)
Co-directeur de thèse :	Olivier EVRARD	Chercheur-CEA (LSCE, Gif-sur-Yvette, France)
Rapporteurs :	Nicolas GRATIOT	CR-IRD (LTHE, Grenoble, France)
	Kristof VAN OOST	Prof. UCL (ELI/TECLIM, Louvain-la-Neuve, Belgique)
Présidente :	Cécile QUANTIN	Prof. U-PSud (GEOPS, Orsay, France)
Examineurs :	Sylvain HUON	MC-UPMC (iEES, Paris, France)
	Olivier RIBOLZI	DR-IRD (GET, Toulouse, France)

« L'érosion punit la montagne d'avoir voulu s'élever vers le ciel »
Aphorismes sous la lune et autres pensées sauvages (2008)
Sylvain Tesson

Remerciements

Je remercie Sophie Ayrault et Olivier Evrard, mes directeurs de thèse, de m'avoir accompagné tout au long de ces trois années et rapidement encouragé à rédiger des articles. Je tiens particulièrement à saluer leur disponibilité et leur réactivité lors des travaux de rédaction et relecture des articles et de ce manuscrit. Sophie, je te remercie également pour ta franchise et ta gentillesse. Olivier, tu as été un encadrant efficace et tu m'as aidé à orienter et recadrer mon travail pour m'éviter de m'égarer parmi la masse de données acquises et les divers résultats obtenus, ce dont je te suis reconnaissant.

Je tiens à remercier tout particulièrement Jean-Luc Seidel et Michel Condomines, avec qui j'ai découvert la recherche durant les six derniers mois de mon master à Montpellier et qui m'ont encouragé à réaliser cette thèse.

Merci à Kristoff Van Oost et Nicolas Gratiot d'avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse et de relire ce manuscrit en plein mois d'août.

Je tiens à adresser mes remerciements à Cécile Quantin pour avoir présidé le jury durant la soutenance, ainsi que pour les interactions que nous avons pu avoir dans le cadre de ma mission d'enseignement à l'Université Paris-Sud.

Je remercie particulièrement Sylvain Huon sans qui ce projet de recherche n'aurait probablement pas vu le jour. J'ai appris beaucoup de choses durant nos discussions sur le bassin versant, notamment sur la signature de la matière organique et l'érosion des sols en contexte tropical. Son expertise a contribué grandement à l'interprétation des résultats présentés dans ce manuscrit.

Un grand merci à Olivier Ribolzi pour les collaborations durant les missions de terrain au Laos, les discussions sur les données hydrologiques et climatiques et les petits dîners dans les restaurants de Luang Prabang. Sa connaissance du bassin versant a été d'une aide précieuse pour mettre en place les campagnes d'échantillonnage et contraindre les processus hydrologiques durant les crues étudiées.

Thanks a lot to Oloth Sengtaheuanghoung for his help with local institutions and collaboration with the National Agriculture and Forestry Research Institute (NAFRI)

and the Department of Agricultural Land Management (DALaM) of the Ministry of Agriculture of Lao People's Democratic Republic.

Je tiens à remercier Jean-Marie Mouchel et Oldrich Navratil qui ont également contribué à l'encadrement cette thèse, ainsi que mon parrain au sein du LSCE, Dominique Blamart.

Merci à Irène Lefèvre pour l'organisation et le dépouillement des comptages en spectrométrie gamma au LSCE.

Je remercie Jean-Louis Reyss pour les discussions sur la mise au point du protocole de co-précipitation des radionucléides de la pluie et les comptages d'échantillons au Laboratoire Souterrain de Modane, ainsi que pour sa collaboration aux articles présentés dans ce manuscrit.

Merci à Thierry Bariac pour sa collaboration et son expertise concernant les isotopes de la molécule d'eau.

Many thanks to Pat Laceby for the discussions on isotopic tracers and for his tips and advices that improved my talk for the defence of my PhD.

Je tiens à remercier Véronique Vaury qui a réalisé les analyses CHN des échantillons de sol et de sédiments, de même que Patricia Richard qui s'est chargée des mesures de $\delta^{18}\text{O}$.

Merci à Christophe Colin et Olivier Dufaure pour m'avoir donné accès au granulomètre laser du Département de Sciences de la Terre de l'Université Paris-Sud et aidé à la mise en place des analyses de mes échantillons.

Merci à l'ingénieur Thierry Henry des Tureaux pour la conception et la confection des collecteurs passifs de montée de crue utilisés en juin 2013.

Special thanks to Keo Oudone Latsachack (alias "Mr Kee"), Bounsamay Soulileuth and Chanthamousone Thammahacksa (alias "Louy") for their everyday good mood, their warm welcome and irreplaceable help during field work. I had a nice time with you at Ban Lak Sip and I wish you and your families all the best.

Thank you very much Piu for your delicious noodle soups and fruit shakes! I miss their taste and will remember them for a long time.

Un grand merci au patron de la SomKounMeung Guesthouse de Luang Prabang pour l'accueil, la gentillesse, les discussions et les partages de souvenirs de vie en région parisienne.

Merci aux étudiants français et lao qui ont partagé mon quotidien durant mes brefs séjours à Ban Lak Sip : Noy, Marie, Guilhem, Marine et tous ceux dont les prénoms m'échappent au moment d'écrire ces lignes mais que j'ai eu le plaisir de rencontrer et qui se reconnaîtront je l'espère.

Je veux également remercier tous les membres du LSCE que j'ai pu côtoyer au cours de ces trois années de thèse, notamment Bruno Bombled, Christophe Rabouille, Bruno Lansard, Gulay Isguder, Evelyne Kaltnecker et Virginie Métrot, avec une pensée particulière pour Hélène Valladas, à la fois collègue, voisine et amie, qui m'a apporté un soutien précieux quand j'en avais le plus besoin.

Merci également aux personnes que j'ai croisées à Orsay et avec qui j'ai eu plaisir à discuter et/ou à travailler dans le cadre de ma mission d'enseignement, notamment Véronique Durant, Sébastien Leibrandt, Delphine Jouvin, Jean-Luc Morel, Christelle Marlin, Célestine Delbart, Aurore Sibrant, Guillaume Charbonnier, Mélanie Quenet, Quentin Dubois-Dauphin et Senda Zarrouk.

Un grand merci à Kim Ho pour son rôle indispensable dans le bon déroulement de cette thèse sur le plan administratif, sa disponibilité, sa bonne humeur et sa sérénité.

Merci à Xavier Quidelleur et Hermann Zeyen pour leurs rôles respectifs de directeur et de conseiller aux thèses de l'école doctorale MIPEGE, leurs sourires et leurs encouragements.

Merci aux étudiants de Jussieu que j'ai rencontrés et appréciés, et grâce à qui mes passages à Paris ont été bien plus agréables : Cyrielle Briand, Adrien Selles, Pierre-Stéphane Gsell, Thibaud Cazier, Marie Benoit, Wafa Ramdani.

Ma vie au labo n'aurait pas été la même sans la fine équipe du troisième étage du bâtiment 12 dont je me rappellerai longtemps et au sein de laquelle j'ai pu croiser (dans le désordre) Pierre Lepape (et son groupe de reggae), Romain Coadic (et ses foraminifères au whisky préférés), Thomas Bouinot (et sa gyre subpolaire apprivoisée), Flora Toussaint (et son arbalète subaquatique), Cécile Gonzalez (et

ses envies de makis), David Gateuille (et sa punaise suicidaire), Pierre Burckel (et ses bretzels « maison »), Romain Sasco (et sa crosse de rink-hockey), Wiem Fersi (et son catalogue de pollens), Ayche Orgun (et son petit frère mécano), Hugo Lepage (et ses cannelés de Fukushima), Cindy Coularis (et ses caisses de vins de Loire), Naoufel Addam (et ses superbes photos d'oiseaux), Elsa Stetten (et sa grande expérience du lao-lao), Julie Orsat (et sa cancoillote), Willis Herserant (et son armure en cuir de dragon), Harold Forêt (et son ouverture facile), Claire Kalngui (et son strontium farceur), Bastien Huon (et ses longues filtrations), Marion Legall (qui a ramené un peu du soleil de Montpellier avec elle) et enfin Jens Rassmann (« leu cro meussieu tapor », pour tous les bons moments qu'on a passé, au labo et en dehors, les dégustations de bières-pirates, les soirées jeux et nos discussions politico-philosophiques passionnantes).

Je remercie du fond du cœur ma famille et mes proches qui m'ont soutenu tout au long de mon cursus universitaire et durant les moments de doutes qui n'ont pas manqué d'émailler mon parcours. Merci Maman, merci Papa, grâce à vous j'ai eu les moyens de faire des études passionnantes. Merci Erell et Siriane de me pardonner d'avoir été un grand frère si peu disponible durant ces 5 dernières années. Merci aux amis de Nantes et Montpellier qui ont continué à compter malgré la distance (Pierre-Marie, Jean-Marie, Pierre-Louis, Marie M., Soizic, Benoit, Marc, Roman, Camille, Margaux, Marlène, Clément, Pol, Marine Q., Marie S., Antoine, Rémi, Vincent, Jonas, Gaëlle, Leïla, et tous les autres qui me pardonneront de ne pas les avoir cités ici...). Merci à Guillaume et Julie, amis de longue date, ainsi qu'à Hugo et Mathis, nés le 16/09/2014, pour m'avoir permis de relativiser considérablement ma situation durant les moments de stress de la dernière semaine précédant la soutenance.

Merci Arthur pour les propositions d'activités diverses et variées (malheureusement trop souvent déclinées), et pour avoir été présent ces deux dernières années.

Merci à Pierre Desproges et Raymond Devos, qui ne m'ont jamais fait défaut.

Enfin, je dédie cette thèse à Sarah, ma compagne et complice de chaque instant, qui a partagé ma vie en région parisienne durant ces trois années et continuera d'être à mes côtés je l'espère encore longtemps, quelle que soit l'évolution de nos projets.

Traçage des sources et quantification de la dynamique des sédiments en crue : application au bassin tropical montagneux de la Houay Xon au Laos

Résumé

L'érosion des sols est particulièrement intense dans les petits bassins versants montagneux soumis à un climat tropical. Lorsqu'ils atteignent les rivières, ces sédiments conduisent à de nombreux problèmes à l'aval (vecteurs de pollutions, augmentation de la turbidité, envasement de barrages...). L'identification des sources de sédiments et la compréhension de leur dynamique au sein des bassins versants est donc cruciale pour proposer des mesures de lutte efficaces contre ces problèmes. Cette thèse vise à tester et à développer des méthodes de traçage (ou « fingerprinting ») qui consistent à comparer les propriétés physico-chimiques des sols à celles des sédiments transportés dans les rivières pour en définir les sources et pour en contraindre les temps de transfert. Le site d'étude est un bassin de 22,4 km² dans le nord du Laos équipé d'un emboîtement de stations de suivi et soumis à un régime de mousson. Trois campagnes de prélèvements sur le terrain ont permis de collecter des échantillons de sols de surface (n=24), de ravines (n=13) et de berges (n=21) ainsi que des eaux de pluies (n=49), de ruissellement (n=34) et de rivières (n=136), les matières en suspension (MES) associées (n=170) et des laisses (n=15), au cours de 3 crues de début de mousson en mai 2012 et juin 2013. Les échantillons collectés ont été analysés afin de déterminer leurs activités en radionucléides apportés au sol par les pluies de manière ponctuelle (¹³⁷Cs) ou continue (⁷Be, ²¹⁰Pb), la teneur et la composition de la matière organique (C organique, N, rapport C/N, $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$), la granulométrie des MES et la composition de l'eau (conductivité électrique, $\delta^{18}\text{O}$). Plusieurs expériences méthodologiques ont permis de tester et valider les hypothèses qui sous-tendent l'utilisation du marquage en ⁷Be et en excès de ²¹⁰Pb des sédiments (adsorption rapide sur les particules de sol, rapport ⁷Be/²¹⁰Pb_{xs} des particules transportées par le ruissellement comparable à celui de la pluie correspondante). Durant la crue de mai 2012, la contribution des sédiments récemment érodés est élevée en début d'événement (25-35%), mais elle

est ensuite diluée par la remobilisation de particules déposées sur le lit du cours d'eau ou stockées dans les zones de dépôt (marécages). La caractérisation combinée du carbone organique particulaire (COP) et de l'activité en ^{137}Cs des particules a permis de mettre en évidence la prédominance de l'érosion des sols de surface marqués par leur signature C_3 à l'amont, et l'augmentation de la contribution de l'érosion des berges (marquées par une végétation C_4) dans la partie aval du bassin. Les valeurs les plus élevées des taux d'exportation de sédiments ($43,3 \text{ Mg km}^{-2}$) et de C ($0,83 \text{ MgC km}^{-2}$), du coefficient de ruissellement (11,7%) et du pourcentage d'eau de ruissellement dans l'écoulement total (78-100%) ont été observées au niveau de la station drainant en grande partie des versants sous teck. Les teneurs en C mesurées et les flux de COP calculés dans le cadre de cette thèse sont beaucoup plus élevés que ceux qui ont été estimés lors de travaux réalisés il y a 10 ans dans le même bassin versant, lorsque la surface couverte de teck y était beaucoup plus faible (2,5% de la surface totale du bassin en 2002-2003 contre 32% en 2012). Ainsi, à l'aval, le taux d'exportation spécifique de C lors d'une seule crue en 2012 s'est révélé être 2,6 fois plus important que celui observé au cours de l'année hydrologique 2002-2003 (34 crues érosives). Lors des deux crues de juin 2013, la variabilité spatio-temporelle des retombées de ^7Be et ^{210}Pb a pu être analysée et quantifiée. Ces résultats indiquent qu'il est indispensable de mesurer le signal d'entrée du marquage $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}$ de chaque événement et qu'il est préférable de réaliser un échantillonnage en plusieurs points du bassin plutôt que de le fractionner en un seul point au cours du temps. Durant ces événements, la composition des sédiments exportés a pu être étudiée le long d'un continuum de dix stations emboîtées drainant des surfaces comprises entre 0,1 ha et 19,8 km². Les contributions respectives des différentes sources (de surface et de subsurface) de sédiments, et leur propagation à travers le bassin, ont pu être déterminées à l'aide des mêmes traceurs que lors de la crue de mai 2012. À l'avenir, la combinaison de traceurs proposée dans le cadre de cette thèse pourrait être appliquée pour caractériser le devenir des matières en suspension lors des crues qui surviennent plus tard dans la saison des pluies, ou le long d'un continuum de stations drainant une superficie encore plus importante.

Fingerprinting the sources and quantifying the dynamics of suspended sediment during floods: an application to the Houay Xon River catchment in Laos

Abstract

Soil erosion is particularly intense in small mountainous tropical catchments. When supplied to the rivers, eroded sediment leads to numerous problems downstream (transfer of pollutants, increase of water turbidity, dam siltation...). Identifying sediment sources and understanding their dynamics across catchments constitutes a prerequisite to design and implement efficient measures to reduce these problems. This thesis aimed at testing and developing fingerprinting methods, by comparing physico-chemical properties of soils and riverine suspended sediment to define their origin and constrain their transfer across catchments. The study site is a 22.4 km² catchment in northern Laos equipped with nested monitoring stations and submitted to monsoon rainfalls. Three field campaigns were conducted to collect samples of surface soils (n=24), gullies (n=13), riverbanks (n=21), and rainwater (n=49), overland flow (n=34) river water (n=136), suspended matter (n=170) and deposited sediment (n=15) during three floods at the beginning of the monsoon in May 2012 and June 2013. Collected samples were analysed to determine fallout radionuclide activities (¹³⁷Cs, ⁷Be and ²¹⁰Pb), organic matter composition (organic carbon and nitrogen concentrations, C/N ratio, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$), particle size distribution and water composition (electric conductivity and $\delta^{18}\text{O}$). Several methodological experiments were performed to check assumptions underlying the use of atmospheric ⁷Be and ²¹⁰Pb as tracers of sediment (quick adsorption of rainwater radionuclides to soil particles; similarity between ⁷Be/²¹⁰Pb_{xs} activity ratio measured in overland flow particles and corresponding rainfall signature). During the flood studied in May 2012, the contribution of recently eroded sediment was high at the beginning of the rising stage (25-35%), but was then diluted by sediment remobilization from the riverbed and deposition areas (swamps). The combined determination of particulate organic carbon (POC) and ¹³⁷Cs activity of sediment indicated the dominance of surface soil (C₃ vegetation labelling) erosion in upstream parts and the increase of riverbank

(labelled by C₄ plants) erosion contribution in the downstream part of the catchment. The highest runoff coefficient (11.7 %), sediment specific yield (43.3 Mg km⁻²), total organic carbon specific yield (0.83 MgC km⁻²) and overland flow contribution (78–100%) were found at the station draining mainly the areas covered with teak plantations. Total organic carbon concentrations and POC specific yields calculated during this thesis are much higher than those obtained during a previous study carried out 10 years earlier in the same catchment, when teak plantations covered a much lower proportion of its area (2.5% in 2002-2003 vs 32% in 2012). At the downstream station, carbon specific yields for the studied flood in 2012 were twice higher than the annual ones observed in 2002-2003 (34 erosive events). During the two floods analysed in June 2013, the spatial and temporal variability of ⁷Be and ²¹⁰Pb wet deposition was investigated and quantified. The results indicate that the input signal of ⁷Be/²¹⁰Pb labelling associated with each storm should be determined and that spatially distributed collection of rainfall should be privileged to the sequential time-fractionated sampling at a single location. During these floods, the composition of exported suspended sediment could be studied along a continuum of ten nested stations draining areas between 0.1 ha and 19.8 km². Respective contributions of the different surface and subsurface sources of sediment and their propagation across the catchment, were successfully determined with the same tracers as during the May 2012 event. In future, the panel of parameters used in this thesis could be applied to characterise suspended matter behaviour during floods occurring later in the rainy season, or along a longer continuum of nested monitoring stations.

Tables des matières

Remerciements	i
Résumé	vii
Abstract	ix
Tables des matières	a
Liste des figures	i
Liste des tableaux.....	r
Liste des acronymes.....	t
Introduction générale.....	3
Chapitre 1. Synthèse bibliographique : état de l'art sur l'érosion des sols et le traçage des sédiments en contexte tropical montagneux.....	11
1.1 Synthèse des connaissances sur l'érosion des sols en contexte tropical montagneux.....	11
1.1.1. Erosion en contexte tropical : cas particulier de l'Asie du Sud-Est.....	11
1.1.1.1. Type d'érosion étudié et description générale des processus associés	11
1.1.1.2. Caractéristiques climatiques de l'Asie du Sud-Est.....	13
1.1.1.3. Contexte géomorphologique et occupation des sols en Asie du Sud-Est et au Laos en particulier	16
1.1.2. Transferts de sédiments en Asie du Sud-Est.....	18
1.2 Techniques de traçage des sédiments en rivière : principe, exemples d'utilisations et limites.....	22
1.1.3. Utilisation des retombées de radionucléides émetteurs gamma	25
1.1.4. Utilisation du carbone et de l'azote de la matière organique	30
1.1.5. Utilisation de la composition de l'eau (conductivité électrique, $\delta^{18}\text{O}$)	35

Table des matières

1.3 Conclusion de la synthèse bibliographique : identification des verrous scientifiques.....	39
Chapitre 2. Présentation du site d'étude - Matériels et Méthodes	43
2.1 Préambule	43
2.2 Présentation du site d'étude	45
2.2.1. Localisation	45
2.2.2. Climat.....	46
2.2.3. Topographie	48
2.2.4. Géologie et pédologie	49
2.2.5. Occupation des sols.....	52
2.2.6. Ravinement et glissements de terrain	54
2.3 Matériels et méthodes	56
2.3.1. Limites des différents sous-bassins emboîtés.....	56
2.3.2. Mesures pluviométriques	57
2.3.3. Suivi du débit des cours d'eau	59
2.3.4. Prélèvement des échantillons	60
2.3.4.1. Sources de sédiments et laisses de crue	60
2.3.4.2. Eaux de pluie.....	61
2.3.4.3. Ruissellement sur micro-parcelles.....	63
2.3.4.4. Eaux de rivière et matières en suspension.....	64
2.3.5. Mesure de la teneur en MES.....	66
2.3.6. Récupération des radionucléides de la pluie.....	67
2.3.6.1. Expériences méthodologiques préliminaires	67
2.3.6.2. Protocole utilisé sur le terrain	69
2.3.7. Analyse des radionucléides en spectrométrie gamma	71
2.3.7.1. Conditionnement des échantillons.....	71

Table des matières

2.3.7.2. Comptage en spectrométrie gamma	71
2.3.8. Analyse élémentaire et isotopique de la matière organique du sol et des sédiments.....	73
2.3.9. Suivi de la conductivité électrique (CE) des eaux	74
2.3.10. Analyse isotopique de l'oxygène des échantillons d'eau.....	74
2.3.11. Analyse de la granulométrie des MES	75
2.3.12. Equations de mélanges.....	76
2.3.12.1. Contributions respectives des particules récemment marquées par la pluie et des sédiments remobilisés dans les MES exportées.....	76
2.3.12.2. Contributions respectives des sols de surface vs. de subsurface (ravines et berges) dans les MES exportées	77
2.3.12.3. Contributions respectives du ruissellement et des eaux souterraines à l'écoulement total à l'exutoire	78
Chapitre 3. Origine et dynamique des matières en suspension exportées lors d'une crue de début de mousson en mai 2012.....	83
3.1 Preambule.....	83
3.2 Résumé.....	84
3.3 Suspended sediment dynamics in a Southeast Asian mountainous catchment: combining river monitoring and fallout radionuclide tracers	86
3.3.1. Introduction	87
3.3.2. Study site	89
3.3.3. Materials and methods.....	92
3.3.3.1. Sample and data collection	92
3.3.3.2. Sample preparation and radionuclide analyses.....	92
3.3.3.3. Estimates of fresh sediment (F) and surface soil (α) contributions to suspended loads.....	93

Table des matières

3.3.3.4. Checking the field recovery procedure and the assumptions underpinning the ⁷ Be method.....	94
3.3.3.5. Particle size distribution measurements	95
3.3.3.6. Water electrical conductivity measurement	96
3.3.4. Results	96
3.3.4.1. Checking methodological assumptions	96
3.3.4.1.1. Radionuclide recovery procedure.....	96
3.3.4.1.2. Fallout radionuclide adsorption kinetics	96
3.3.4.1.3. Fresh sediment labelling by rainfall	97
3.3.4.2. Application of the tracing method to a flood.....	98
3.3.4.2.1. Composition of potential sources of sediment within the catchment	98
3.3.4.2.2. Hydro-sedimentary characteristics of the May 23 flood.....	99
3.3.4.2.3. Radionuclide measurements and estimates of fresh sediment (F) and surface-derived particle (α) contributions	104
3.3.4.2.4. Particle size distribution of suspended sediments.....	106
3.3.5. Discussion.....	107
3.3.5.1. Sediment sources and dynamics along the river continuum.....	107
3.3.5.2. Methodological assumptions and prospects.....	109
3.3.6. Conclusions.....	111
3.3.7. Supplementary material	113
3.4 Conclusion du chapitre.....	116
Chapitre 4. Sources et flux de matière organique au cours d'une crue de début de mousson	121
4.1 Préambule.....	121

Table des matières

4.2	Résumé	122
4.3	Sources and export of particle-borne organic matter during a monsoon flood in a catchment of northern Laos	124
4.3.1.	Introduction	125
4.3.2.	Study site	127
4.3.3.	Materials and methods	129
4.3.3.1.	Sample and data collection	129
4.3.3.2.	Particulate organic matter composition measurements	131
4.3.3.3.	Water $\delta^{18}\text{O}$ and electrical conductivity measurements	131
4.3.4.	Results	132
4.3.4.1.	Composition of the potential sources of particulate organic matter in the catchment	132
4.3.4.2.	Monitoring water and particulate organic matter exports at the microplot scale during a rainfall event.....	133
4.3.4.3.	Hydro-sedimentary characteristics of the May 23 flood.....	135
4.3.4.4.	Particulate organic matter export at catchment scales during the May 23 flood	137
4.3.5.	Interpretation and discussion	138
4.3.5.1.	Overland flow contribution to stream discharge.....	138
4.3.5.1.1.	Evolution of water composition during the flood	138
4.3.5.1.2.	Catchment hydrological characteristics inferred from hydrograph separation	139
4.3.5.2.	Particulate organic matter delivery	142
4.3.5.2.1.	Sources and dynamics of suspended organic matter during the May 23 flood.....	142
4.3.5.2.2.	Suspended sediment TOC- ^{137}Cs relationships	145

4.3.5.2.3. Suspended sediment and carbon delivery at catchment scale	145
4.3.6. Concluding remarks	147
4.4 Conclusion du chapitre	151
Chapitre 5. Variabilité spatio-temporelle des retombées de ^7Be et ^{210}Pb durant quatre orages successifs du début de la saison des pluies en 2013	155
5.1 Préambule	155
5.2 Résumé	156
5.3 Spatial and temporal variability of ^7Be and ^{210}Pb wet deposition during four successive monsoon storms in a catchment of northern Laos	158
5.3.1. Introduction	160
5.3.2. Materials and methods	162
5.3.2.1. Study site	162
5.3.2.2. Sampling and data collection	164
5.3.2.3. Sample preparation and radionuclide analyses	165
5.3.2.4. Rainwater $\delta^{18}\text{O}$ measurements	166
5.3.3. Results and discussion	166
5.3.3.1. Rainfall characteristics	166
5.3.3.2. Rainwater $\delta^{18}\text{O}$ evolution	168
5.3.3.3. Temporal variability of radionuclide activity in rainwater	171
5.3.3.4. Spatial variability of radionuclide wet deposition	175
5.3.3.5. Impact of ^7Be and ^{210}Pb wet deposition local variability on soil and sediment activity and ratio	176
5.3.3.6. Implications for the use of the ^7Be : ^{210}Pb ratio method to constrain sediment dynamics	179
5.3.4. Concluding remarks	180
5.3.5. Supplementary material	182

Table des matières

5.4	Conclusion du chapitre.....	183
Chapitre 6. Sources et propagation de sédiments au cours de deux crues successives (début juin 2013) le long d'un continuum de bassins versants emboîtés		
		187
6.1	Préambule.....	187
6.2	Résumé.....	188
6.3	Sources and propagation of suspended sediment during two successive monsoon floods across nested subcatchments with contrasted land uses (Laos)	190
6.3.1.	Introduction	191
6.3.2.	Study site	192
6.3.3.	Materials and methods.....	196
6.3.3.1.	Sample and data collection	196
6.3.3.2.	Sample preparation and radionuclide analyses.....	198
6.3.3.3.	Estimates of recently eroded and surface soil - derived sediment contribution	199
6.3.3.4.	Particulate organic matter composition.....	199
6.3.3.5.	Particle size distribution measurements	200
6.3.3.6.	Water $\delta^{18}\text{O}$ and electrical conductivity measurements	200
6.3.3.7.	Total suspended sediment and organic carbon yields estimates .	201
6.3.4.	Results	202
6.3.4.1.	Composition of potential sources of sediment and organic matter	202
6.3.4.2.	Hydrological characteristics of the floods and evolution of river water EC and $\delta^{18}\text{O}$ within the HX continuum	204
6.3.4.3.	Suspended sediment transport during the floods	208
6.3.4.3.1.	TSS load and particle size evolutions	208

Table des matières

6.3.4.3.2. Fallout radionuclide activities in suspended sediment.....	209
6.3.4.3.3. Composition of suspended organic matter	211
6.3.5. Discussion on sediment sources and propagation along the Houay Xon River.....	213
6.3.6. Conclusions.....	223
6.3.7. Supplementary material	225
6.4 Conclusion du chapitre.....	229
Conclusion générale et perspectives	233
Liste des références bibliographiques	241
Annexe 1 : Liste des échantillons de sols collectés et résultats des analyses.....	263
Annexe 2 : Calculs de débit avec l'équation de Manning-Strickler - Description des sections mouillées et des relations hauteur d'eau / débit obtenues	263
Annexe 3 : Résultats des analyses de granulométrie	263

Liste des figures

Figure 1-1 : Carte climatique de l'Asie du Sud-Est selon la classification de Köppen-Geiger, modifiée d'après Peel et al. (2007).	14
Figure 1-2 : Pluviométrie annuelle moyenne en Asie du Sud-Est calculée entre 1960 et 1990 (d'après New et al., 1999).	15
Figure 1-3 : Evolution de l'érodabilité des sols au cours de l'année (a) et coefficients de ruissellement de différents types de surfaces comparés à la surface qu'ils occupent et au volume de ruissellement qu'ils génèrent chaque année (b) sur le bassin versant de Dze Donglo au nord de la Thaïlande (Sidle et al., 2006).	18
Figure 1-4 : Taux d'exportations annuelles de sédiment estimés par Ludwig et al. (1996).	20
Figure 1-5 : Corrélations entre la surface des bassins versants montagneux d'Asie et d'Océanie et leurs exportations annuelles de sédiments (à gauche), et leur taux d'exportation spécifique annuel (à droite). Modifié d'après Milliman et Syvitski, (1992).	20
Figure 1-6 : Coefficient de ruissellement, taux d'exportation de sédiments et de carbone organique à différentes échelles emboîtées dans le bassin de Houay Pano au Laos pour l'année 2002-2003 (Chaplot et Poesen, 2012).	21
Figure 1-7 : Schéma général des différentes étapes de la méthode conventionnelle de traçage des sources de sédiments en rivière (Haddadchi et al., 2013).	22
Figure 1-8 : Propriétés fondamentales des matériaux terrigènes, pouvant être utilisées afin de dater les sédiments ou de tracer leur source (Foster et Lees (2000), reproduit dans Koiter et al., 2013).	23
Figure 1-9 : Exemple de distribution verticale du ^7Be , du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ et du ^{137}Cs dans des sols non remaniés (A) et cultivés (B) au Maroc (Benmansour et al., 2011). Les barres d'erreur correspondent à 2σ d'incertitude.	26
Figure 1-10 : Signatures $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ et ^{137}Cs théoriques des sédiments issus de différents processus d'érosion hydrique (adapté d'Olley et al., 1993).	29
Figure 1-11 : Gammes de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans les différents compartiments environnementaux, exprimées en ‰ par rapport au standard Pee Dee Belemnite (Ferrio et al., 2005).	32

Liste des figures

Figure 1-12 : Gammes de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des plantes en C_3 et en C_4 , , exprimées en ‰ par rapport au standard Pee Dee Belemnite, d'après Cerling et al. (1997).	32
Figure 1-13 : Evolution du $\delta^{15}\text{N}$ au sein des chaînes trophiques des cours d'eaux (valeurs en ‰ par rapport à la composition isotopique moyenne de l'azote atmosphérique ; d'après Fry, 1991).	33
Figure 1-14 : Histogrammes de fréquence des signatures $\delta^{15}\text{N}$ des pluies, des eaux usées, des effluents d'élevage, des sols naturels et fertilisés artificiellement et des fertilisants agricoles. Les chiffres en abscisse correspondent à la borne supérieure de l'intervalle délimité par les tirets (valeurs en ‰ par rapport à la composition isotopique moyenne de l'azote atmosphérique). Données issues de la littérature et rassemblées par Kendall (1998).	34
Figure 1-15 : Exemple de séparation d'hydrogramme de crue basée sur le suivi de la conductivité électrique de l'eau dans un bassin versant cultivé au Népal (Collins et Neal, 1998).	36
Figure 1-16 : Exemple de séparation d'hydrogramme de crue en contributions d'eau de nappe, eau du sol et eau des précipitations, à l'aide des variations isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ (Klaus et McDonnell, 2013).	38
Figure 2-1 : Récapitulatif des missions de terrain réalisées et localisation des évènements étudiés par rapport aux cumuls de pluie depuis le 1 ^{er} janvier de chaque année.	44
Figure 2-2 : Localisation du site d'étude, limites du bassin versant de la Houay Xon et tracé des principaux cours d'eau et zones résidentielles.	46
Figure 2-3 : Pluviométrie annuelle cumulée (haut) et pluviométrie mensuelle moyenne, minimale et maximale (bas) mesurées à Luang Prabang de 1960 à 2013 (données : Hydro-meteorological Department of Lao PDR).	47
Figure 2-4 : Vues aériennes du bassin versant de la Houay Xon et de la région de Luang Prabang (logiciel <i>Google Earth</i> , images satellite prises fin octobre-début novembre 2013). Légende : contours du BV en jaune, cours de la Houay Xon en bleu foncé, cours de la Nam Dong en bleu clair.	48
Figure 2-5 : Carte topographique du bassin versant de la Houay Xon	49
Figure 2-6 : (a) Socle rocheux affleurant dans le lit du Houay Pano ; (b) vue de l'amont du bassin de Houay Pano et de la falaise calcaire envahie par la végétation	

qui surplombe le versant ; (c) et (d) blocs calcaires situés dans le bassin en contrebas de la falaise (photographies prises en mai 2012).....	50
Figure 2-7 : Pédologie du bassin de la Houay Xon selon la <i>World Reference Base for Soil Resources</i>	51
Figure 2-8 : Carte d'occupation des sols du bassin de la Houay Xon en 2012.....	52
Figure 2-9 : Evolution de l'occupation des sols dans le bassin de Houay Pano de 1998 à 2007 et en 2012-2013. Surface en bleu foncé = teck.	53
Figure 2-10 : (a) rigole (10 cm de profondeur), (b) ravine à un stade plus avancé (20 à 70 cm de profondeur) et (c) ravine profonde (>1m de profondeur) observées à différents endroits au sein du bassin de Houay Pano (a et b : décembre 2012 ; c : juin 2013).	54
Figure 2-11 : Glissements de terrain (assurant une connexion entre le versant et le ruisseau) observés dans le bassin versant de Houay Pano en Mai 2012.	55
Figure 2-12 : Glissements de terrain antérieurs au 9/10/2013 et sites de construction mis en place en 2012 (images satellite- <i>Google Earth</i> 2014). La ligne bleue représente le cours de la Houay Xon.	56
Figure 2-13 : Limites des différents sous-bassins emboîtés étudiés dans le cadre de la thèse	57
Figure 2-14 : Localisation des pluviomètres à augets (triangles) et manuels (ronds).	58
Figure 2-15 : Photographies des stations de suivi du débit équipées de seuils (S4), de sections maçonnées (HP1 et S10) ou de sections non aménagées (HT1, HX3 et HX2). La station S1 à l'amont du bassin de Houay Pano est équipée d'un seuil identique à celui de la station S4.	59
Figure 2-16 : Prélèvement d'échantillons (de gauche à droite) de sol, de ravine et de berge	60
Figure 2-17 : Localisation des échantillons de sols de surface, ravines et berges collectés en décembre 2012.....	61
Figure 2-18 : Dispositif d'interception des précipitations dont est issu l'échantillon LPT001 (23 mai 2012).....	62
Figure 2-19 : Dispositif de collecte de la pluie (8 m ²) fabriqué pour l'expérience sur micro-parcelle en 2012.	62
Figure 2-20 : Dispositif de collecte fractionnée de la pluie fabriqué et installé en S10 (4 m ²) en 2013.	63

Figure 2-21 : Micro-parcelles de 1 m ² utilisées pour collecter le ruissellement.....	64
Figure 2-22 : Préleveur automatique : (a) bras injecteur et bouteilles à l'intérieur du capot du préleveur, (b) sonde Thalimèdes-OTT associée au préleveur en S10, (c) boîtier enregistrant les données de fonctionnement (heure de prélèvement, hauteur d'eau associée) et (d) récupération des données sur ordinateur par l'opérateur (Keo Oudone Latsachack).	65
Figure 2-23 : Préleveurs passifs (montée de crue). Photographies du dispositif et vue en coupe du principe de fonctionnement.	65
Figure 2-24 : Dispositif de séchage des échantillons pour déterminer la concentration en MES.....	66
Figure 2-25 : Tests de récupération des radionucléides de la pluie. De gauche à droite : évaporation sur plaque chauffante, filtration après co-précipitation et décantation après co-précipitation.....	68
Figure 2-26 : Résultats des tests (triplicats) de récupération des radionucléides de la pluie (activité en ⁷ Be). De gauche à droite : expérience 1 - évaporation totale, co-précipitation + filtration (et activité dans le filtrat), co-précipitation + centrifugation (et activité dans le surnageant), expérience 2 - comparaison évaporation vs. co-précipitation (eau résiduelle de la co-précipitation dépourvue de ⁷ Be : activité inférieure à 3% de celle du précipité).	69
Figure 2-27 : Récupération des radionucléides de la pluie par co-précipitation (pH remonté à la soude), décantation du précipité, siphonage du surnageant et séchage du précipité.....	70
Figure 2-28 : Exemple de conditionnement d'échantillons (géométries standardisées) pour l'analyse en spectrométrie gamma au LSCE et au LSM	71
Figure 2-29 : (a) Détecteur gamma (ORTEC) muni d'un bouclier anti-coïncidence cosmique et (b) vue de l'intérieur du château de plomb et de cuivre protégeant un autre détecteur (figure issue de la thèse de D. Gateuille).....	72
Figure 2-30 : Granulomètre laser Mastersizer 2000 + Hydro 2000G du département de Sciences de la Terre de l'Université Paris-Sud (Orsay).....	75
Figure 3-1: Location of the Houay Xon catchment (top). Houay Xon S10 subcatchment sampling stations and main land uses areas during the study (centre). Location of surface soil, gully and riverbank samples, swamp areas and weather station (bottom).....	91

Figure 3-2: ^7Be , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^{137}Cs stock variations vs. total suspended sediment (TSS) concentration in overland flow exported from the 1-m ² experimental plot during the June 1 event. Error bars represent 1 σ uncertainty.....	97
Figure 3-3: Evolution of rainfall intensity, stream discharge (Q, thicker solid line), total suspended sediment (TSS) concentration, electric conductivity (EC), median particle size (d_{50}), ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^7Be activities and calculated percentage of fresh sediment (F; see text) at upstream station S1 (Houay Pano Stream) during the May 23 flood. Error bars represent 1 σ uncertainty.	100
Figure 3-4 : Evolution of rainfall intensity, stream discharge (Q, thicker solid line), total suspended sediment (TSS) concentration, electric conductivity (EC), median particle size (d_{50}), ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^7Be activities and calculated percentage of fresh sediment (F; see text) at intermediate station S4 (Houay Pano Stream) during the May 23 flood. Error bars represent 1 σ uncertainty.	101
Figure 3-5: Evolution of rainfall intensity, stream discharge (Q, thicker solid line), total suspended sediment (TSS) concentration, electric conductivity (EC), median particle size (d_{50}), ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^7Be activities and calculated percentage of fresh sediment (F; see text) at downstream station S10 (Houay Xon River) during the May 23 flood. Error bars represent 1 σ uncertainty.	102
Figure 3-6: Correlations between total suspended sediment (TSS) concentration and ^7Be activity at S1 (a) and S4 (b); c: relation between calculated percentage of fresh sediment (F) and calculated percentage of particles derived from surface soil (α) at S10 during the May 23 flood. Regression lines only consider black filled circles (c: peaks samples -white filled circles- are excluded from the regression). Error bars represent 1 σ uncertainty.....	105
Figure 3-7: Evolution of stream discharge (Q, thicker solid line), total suspended sediment (TSS) concentration (small grey circles), calculated proportions of (1) particles derived from surface /subsurface soil (white/black pie chart) and (2) old/fresh sediment (light-grey/dark-grey pie chart) at S1 (a), S4 (b) and S10 (c) during each stage of the May 23 flood (rise-peak-recession).	108
Figure 4-1. Location of the Houay Xon River catchment in SE Asia (a). Topographic and land use map of the Houay Xon S10 subcatchment in 2012 with location of the gauging stations (S1, S4, S7, S8, S10), rainwater collectors and automatic weather station (b), surface soil, gully and riverbank sampling locations (c).	128

Figure 4-2. Microplot experiment: (a) presentation of the 1-m ² collecting system and its vegetation cover; (b) Distribution of topsoil total organic carbon (TOC) concentration, total organic carbon : total nitrogen ratio (TOC/TN), $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ with soil depth; (c) temporal evolution of the total suspended sediment load (TSS) plotted with TOC and TOC/TN in TSS (left) and with $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ in TSS (right) during the June 1 st storm and (d) temporal evolution of the overland flow TSS load with rainwater- $\delta^{18}\text{O}$ (Rain), overland flow- $\delta^{18}\text{O}$ (OF) and overland flow electric conductivity (EC) during the June 1 st storm.....	134
Figure 4-3. Plots of the temporal evolution of (a) rainfall intensity, stream discharge (Q, thicker solid line), (b) total suspended sediment load (TSS), (c) water electric conductivity (EC), (d) streamwater- $\delta^{18}\text{O}$, (e) total organic carbon concentration in the TSS (TOC-TSS), (f) total organic carbon : total nitrogen ratio in the TSS (TOC/TN-TSS), (g) $\delta^{13}\text{C}$ -TSS, (h) $\delta^{15}\text{N}$ -TSS for: (I) the upstream station S1, (II) the intermediate station S4, and (III) the downstream station S10, during the May 23 flood. Horizontal bars represent sampling period for composite samples.....	136
Figure 4-4. Plots of: (I) relationships between water electric conductivity (EC) and water $\delta^{18}\text{O}$, and (II) temporal evolution of stream water discharge (Q) with overland flow contribution estimates (OF) for (a) the upstream station S1, (b) the intermediate station S4, and (c) the downstream station S10, during the May 23 flood. In (I), open circles correspond to rainwater, filled squares to cumulative overland flow obtained with 1-m ² plots (OF _{1m²}), filled diamonds to overland flow from S7 and S8 hillslopes (OF _{0.6ha}), filled colored circles to stream water, triangles to pre-event water (PEW). The rectangle areas and vertical arrows represent the potential temporal variability of rainwater- $\delta^{18}\text{O}$ during the storm. In (II), the shaded area corresponds to the variability range for the estimated overland flow contribution.	139
Figure 4-5. Relationships between total suspended sediment load (TSS), total organic carbon concentration in the TSS (TOC-TSS), total organic carbon : total nitrogen ratio in the TSS (TOC/TN-TSS), $\delta^{13}\text{C}$ -TSS, $\delta^{15}\text{N}$ -TSS, total organic carbon load (TOC) and overland flow contribution estimates (OF): (a) at upstream station S1 (Houay Pano Stream), (b) at intermediate station S4, and (c) at downstream station S10, during the May 23 flood. In (III) and (IV), circles represent the median values of the variability range (horizontal bars) of estimated OF contribution.....	142

Liste des figures

Figure 5-1: Location of study site, contour lines, main stem and tributaries of the Houay Xon River. Location of daily cumulative and tipping bucket rain gauges. Long term mean monthly rainfall (1960-2013) in Luang Prabang (thin solid lines: standard deviation for each month; dashed lines: minimum and maximum values).....	163
Figure 5-2: Rainwater fractionated collection device at S10. Left: pluviometer and collecting gutter; right: auto-capping 18L bottles connected to rainwater collection pipe.....	165
Figure 5-3: Rainfall intensity (mm min^{-1}) recorded at S1, CIM, S4 and S10 from June 2 to 4, 2013. Time lag between rainfall starting at S10 (vertical dashed line) and at other stations. Location of each pluviometer in the Houay Xon River catchment is displayed in Fig. 5-1.	167
Figure 5-4: Rainfall intensity (mm min^{-1}) recorded at S10 from June 2 to 4, 2013, and corresponding rainwater samples oxygen stable isotopes ratio ($\delta^{18}\text{O}$, full circles), ^7Be (empty circles) and ^{210}Pb (squares) activities and ^7Be : ^{210}Pb ratio (triangles). Horizontal lines represent the collection period of each sample. Vertical error bars represent 1σ uncertainty.....	169
Figure 5-5: Rainwater samples ^7Be and ^{210}Pb activities (a-b), cumulative depositions (c-d) and activity ratios (e-f) versus cumulative rainfall recorded at S10 on June 2 and 4, 2013. Horizontal lines represent the collection period of each sample. Vertical error bars represent 1σ uncertainty.....	172
Figure 5-6: Temporal variability of radionuclide deposition storm by storm at S10 (from June 2 to 4, 2013): cumulative rainfall (mm), cumulative ^7Be and ^{210}Pb deposition (Bq m^{-2}) and ^7Be : ^{210}Pb ratio. Error bars represent 1σ uncertainty.....	174
Figure 6-1: Location of study site, contour line, boundary, main streams and tributaries of the Houay Xon catchment.....	193
Figure 6-2: Land use map of the catchment (2012) and river water sampling devices installed at the different stations. Dashed boxes correspond to aerial views displayed on Fig. 6-A1 (Appendix A). Left photograph (E. Gourdin, May 2012): automatic pumping sampler; right photograph (E. Gourdin, May 2013): passive auto-capping collector (flood rise sampling); bottom sketch: sectional view of passive auto-capping collector functioning principle.....	195
Figure 6-3: Sketch of electric conductivity (EC) signal filtration for flood hydrograph analysis. Example of raw EC data recorded at S10 and water discharge (Q),	

discriminating EC variations due to anthropogenic high EC wastewater inputs and flood-related stream water EC decrease due to groundwater dilution by event water. Anthropogenic inputs signal filtration was needed for S10 and HX3 records. Cyclic variations of baseflow EC were observed at HP1, S10, HX3 and HX2.....	201
Figure 6-4: Frequency histograms of composition of potential sources of sediment across the catchment.....	203
Figure 6-5: Rainfall intensity (I, black bars), Houay Pano and Houay Xon water discharge (Q, shaded area) and water samples collection time (open circles) during June 2 and 4 floods at each monitoring station (location provided on Fig. 1). For HT1, HX3 and HX2 plots, displayed rainfall intensity is the one measured at S10. Note the different Q scales.....	204
Figure 6-6: Stream / river water oxygen stable isotope ratio ($\delta^{18}\text{O}$ – blue circles) measured in collected samples and electric conductivity (EC – red solid line) continuous recording during June 2 and 4 floods at each monitoring station (see Fig. 1 for location). Shaded area represents water discharge (Q). Black bars represent rainfall intensity in each station, except at HT1, HX3 and HX2, where displayed intensity is the one measured at S10. Note the different Q and EC scales in each plot and the contrasted temporal scales for each flood.	207
Figure 6-7: Total suspended sediment load (TSS – blue circles) and suspended particle size distribution (d_{50} – red triangles) in samples collected during June 2 (left) and 4 (right) floods at each monitoring station (location provided on Fig. 1). Shaded area represents total water discharge (Q). Black bars represent rainfall intensity (I) in each station, except at HT1, HX3 and HX2, where displayed intensity is the one measured at S10. Note the different Q and TSS scales in each plot and the contrasted temporal scales for each flood.	208
Figure 6-8: Fallout radionuclide activities (^7Be – blue circles; $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ – red triangles; ^{137}Cs – green squares) of suspended sediment samples collected during June 2 and 4 floods at each monitoring station (location provided on Fig. 1). Shaded area represents water discharge (Q). Black bars represent rainfall intensity (I) in each station, except at HT1, HX3 and HX2, where displayed intensity is the one measured at S10. Note the different Q scales.....	210
Figure 6-9: Organic matter composition (TOC – blue circles; C/N – red triangles; $\delta^{13}\text{C}$ – green squares) of suspended sediment samples collected during June 2 and 4	

floods at each monitoring station (location provided on Fig. 1). Shaded area represents water discharge (Q). Black bars represent rainfall intensity (I) in each station, except at HT1, HX3 and HX2, where displayed intensity is the one measured at S10. Note the different Q scales.	212
Figure 6-10: Evolution of percentages of sediment recently eroded (F) and derived from surface soils (α) and stream water electric conductivity (EC). Shaded area represents water discharge (Q). Black bars represent rainfall intensity (I) in each station, except at HT1, HX3 and HX2, where displayed intensity is the one measured at S10.	214
Figure 6-11: Relationships between water discharge (Q) and total suspended sediment (TSS) concentration, organic matter composition (total organic carbon – TOC– and nitrogen –TN– concentrations, TOC to total nitrogen ratio -TOC/TN, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) and fallout radionuclides labelling (^7Be , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^{137}Cs activities, ^7Be to $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity ratio – $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) at the different stations. Error bars represent 1σ uncertainty.	216
Figure 6-12: Relationships between stream water electric conductivity (EC) and total suspended sediment (TSS) load, total organic carbon (TOC) concentrations, particulate organic carbon (POC) load, TOC to total nitrogen ratio (TOC/TN) in POC at the different stations during the June 4 event. Note the logarithmic scale for TSS, TOC and POC.	218
Figure 6-13: Relationships between total suspended sediment (TSS) concentration and total organic carbon (TOC) concentration, TOC to total nitrogen ratio (TOC/TN) $\delta^{13}\text{C}$, or $\delta^{15}\text{N}$ at the different stations.	219
Figure 6-14: Power law relationships between total suspended sediment (TSS) and total organic carbon (TOC) concentrations at the different stations for the entire study period. These equations were used to calculate TOC yields estimates displayed in Table 6-4.	222

Liste des tableaux

Tableau 2-1 : Périodes de retour des pluies maximales journalières à Luang Prabang (Bricquet et al., 2003)	47
Tableau 2-2 : Surfaces drainées par les différentes stations de suivi	57
Tableau 2-3 : Caractéristiques des stations pluviométriques.....	58
Table 3-1: Mean radionuclide activity (± 1 standard deviation) for surface soils, gullies and stream bank samples in the Houay Pano and Houay Xon catchments	98
Table 3-2 : Sediment budget for the May 23 flood event	103
Table 3-3: Comparison of $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and estimates of fresh sediment proportion (F) compared to literature data.....	110
Table 3-4. Appendix A: Summary of mean (bold), median (underlined) and standard deviation (<i>italic</i>) values for the eleven parameters determined during the different flood stages (rising, peak and recessing stages) at the 3 stations during the May 23 flood. Average mean particle diameter (d_{50}), beryllium-7 activity (^7Be), unsupported lead-210 ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) activity, cesium-137 (^{137}Cs) activity, calculated $^7\text{Be}: ^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ratio (Be/Pb), calculated proportion of fresh sediment (F) and calculated proportion of particles derived from surface soil (α). n = samples number.	113
Table 3-5. Appendix B: Summary of measured and calculated parameters for the river samples collected at the 3 stations during the May 23 flood. Average mean particle diameter (d_{50}), total suspended sediment (TSS) concentration, stream discharge (Q), water oxygen-18 isotopic enrichment ($\delta^{18}\text{O}$), beryllium-7 activity (^7Be), unsupported lead-210 ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) activity, caesium-137 (^{137}Cs) activity, calculated $^7\text{Be}: ^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ratio (Be/Pb), calculated proportion of fresh sediment (F) and calculated proportion of particles derived from surface soil (α).....	114
Table 4-1. Mean organic matter composition and ^{137}Cs activity (± 1 standard deviation) for surface soils (n=64), gullies (n=5) and stream bank (n=6) samples in the Houay Pano and Houay Xon catchments. For ^{137}Cs activity measurements, see Gourdin et al. (2014b).....	132
Table 4-2. Estimates of event water discharge (EWD) and related specific runoff (SR) and runoff coefficient (RC) for the three stations during the May 23 flood.....	141
Table 4-3. Total suspended sediment yield (SSY), total particulate organic carbon yield (C_{SSY}), specific total suspended sediment yield (S_Y) and specific total organic carbon yield (C_Y) for the May 23 flood.	145

Table 4-4. Appendix A: Summary of data collected at stations S1, S4 and S10 during the May 23 flood.	149
Table 5-1. Characteristics of rainfall monitoring and sampling stations in the Houay Xon catchment.....	164
Table 5-2. Elevation and cumulative precipitation on June 2 and June 4, 2013, at the 13 rain gauging stations installed across Houay Xon River catchment (increasing elevation from left to right).	167
Table 5-3: Spatial variability of cumulative radionuclide activity (mBq L^{-1}) and wet deposition (Bq m^{-2}), resulting ^7Be : ^{210}Pb ratio and rainwater $\delta^{18}\text{O}$ on June 2 and June 4, 2013, and cumulative over the entire monitoring period (Total = June2 + June4) across the Houay Xon catchment.	175
Table 5-4 : Comparison of ^7Be and ^{210}Pb wet deposition and spatial coefficient of variation (CV) during individual storms and for monthly deposition from literature data	177
Table 5-5. Appendix A. Sequential intra-storm collection results: ^7Be and ^{210}Pb activities (mBq L^{-1}) and atmospheric fluxes (Bq m^{-2}) on June 2 and June 4, 2013 at S10 station. T: start and end time of sampling. dT: duration of sampling. Rain: cumulative rainfall associated with each sample. Ratio: ^7Be : ^{210}Pb activity ratio. Oxygen stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$). Uncertainties are given as 1σ counting statistics.	182
Table 6-1: Characteristics of river water and overland flow (OF) sampling stations installed across the catchment (location displayed on Fig. 1), on the Houay Xon (HX) River and its Houay Pano (HP) and Houay Thong (HT) tributaries.	194
Table 6-2: Proportion of main land uses (protected forest - %For.(I); secondary forest - %For.(II); shifting cultivated land - %Cultiv.; urban area - %Urban; teak plantations - %Teak) in each station and sub-catchment areas between stations.	196
Table 6-3: Summary of slope (S) and Manning's coefficient (n) values used for discharge calculation at temporary monitoring stations.	197
Table 6-4 Total suspended sediment and organic carbon yields (S_Y and C_Y) and specific yields ($S_{\text{Sp},Y}$ and $C_{\text{Sp},Y}$) rough estimates for the two successive floods (F1: flood 1 on June 2; and F2: flood 2 on June 4) and the entire monitoring period (see section 6.3.3.7).	221

Liste des acronymes

AIEA : Agence Internationale de l'Energie Atomique

Bioemco : Biogéochimie et écologie des milieux continentaux (laboratoire)

BIOHEFECT : Biogéochimie, hydrologie et fonctionnement des écosystèmes

BLS : *Ban Lak Sip* (village)

BV : bassin versant

CE : conductivité électrique

CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique

COP : carbone organique particulaire

COT : carbone organique total

DALaM : *Department of Agricultural Land Management (from the Ministry of Agriculture and Forestry of Lao PDR)*

EC : *electric conductivity*

EC2CO : Ecosphère Continentale et Côtière

EMMA : *End-Members Mixing Analysis*

FAO : *Food and Agriculture Organization* (Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture)

GPS : *Global Positioning System*

GW : *groundwater* (eau souterraine)

HP : *Houay Pano Stream*

HT : *Houay Thong River*

HX : *Houay Xon River*

IAEA : *International Atomic Energy Agency*

iEES : Institut d'Ecologie et des Sciences de l'Environnement

INSU : Institut National des Sciences de l'Univers

IRD : Institut de Recherche pour le Développement

IRMS : *Isotope Ratio Mass Spectrometer*

IWMI : *International Water Management Institute*

Lao PDR : *Lao People's Democratic Republic* (République Démocratique Populaire Lao)

LP : *Luang Prabang* (city)

LSCE : Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement

Liste des acronymes

LSM : Laboratoire Souterrain de Modane

m a.s.l. : *meters above sea level* (altitude en mètres au-dessus du niveau de la mer)

MES : matières en suspension

MO : matière organique

MSEC : *Multi-Scale Environmental Changes*

NAFRI : *National Agriculture and Forestry Research Institute*

OF : *overland flow* (ruissellement)

PDB : Pee Dee Belemnite

POC : *particulate organic carbon*

PVC : polychlorure de vinyle

TOC : *total organic carbon* (carbone organique total)

TN : *total nitrogen* (azote total)

TSS : *total suspended sediment*

UNEP : *United Nations Environment Program*

UPMC : Université Pierre et Marie Curie

V-SMOW : *Vienna-Standard Mean Ocean Water*

WRB : *World Reference Base for Soil Resources*

Liste des acronymes

Introduction générale

Introduction générale

Contexte et problématique

Le sol, qui est un milieu complexe résultant des interactions entre les roches, l'eau, l'air et les organismes vivants, est une ressource précieuse essentielle à la vie. Cette ressource vulnérable, dont la quantité et la qualité sont affectées par l'intensification des activités humaines, est au cœur des problématiques de durabilité des écosystèmes terrestres. La formation du sol est un processus lent (entre 0,02 et 0,1 mm an⁻¹ selon l'INRA – Institut National de la Recherche Agronomique) tandis que l'érosion, sous ses différentes formes (hydrique, chimique, éolienne, aratoire, mécanique, etc...), est susceptible de décaper rapidement (jusqu'à plusieurs mm par an⁻¹) cette couche dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres seulement.

L'érosion hydrique des sols est susceptible d'engendrer de nombreux problèmes environnementaux (eutrophisation), sanitaires (pollution), agricoles (pertes de fertilité, diminution des rendements), économiques (destruction des récoltes) ou hydrotechniques (envasement de barrages), ayant des impacts à la fois sur-site (au niveau des zones érodées) et hors-site (à l'aval) (Tanik et al., 1999; Syvitski et al., 2005; Downing et al., 2008; Ribolzi et al., 2008, 2010; Quinton et al., 2010; Thothong et al., 2011; Gateuille et al., 2014). Elle est naturellement élevée dans certaines régions du globe en raison de facteurs climatiques et géomorphologiques (Milliman and Syvitski, 1992; Goldsmith et al., 2008). Cependant, les activités humaines, en contrôlant les paramètres qui influencent la sensibilité des sols à cette forme d'érosion (nature et extension du couvert végétal, rugosité, stabilité des agrégats, encroutement, imperméabilisation, etc...), sont susceptibles d'engendrer des pertes en terre particulièrement importantes dont les impacts augmentent à mesure que la population s'accroît.

Les régions tropicales, et notamment l'Asie du Sud-Est, sont ainsi caractérisées par des taux d'exportation de sédiments vers les océans parmi les plus élevés de la planète (Degens et al., 1991). Ces flux exportent par ailleurs des quantités importantes de carbone organique particulaire (Huang et al., 2012), susceptibles de

jouer un rôle dans le cycle global du carbone atmosphérique (Lal, 2003), qui se trouve actuellement au cœur des préoccupations environnementales.

Les petits bassins versants de montagne sont généralement affectés par des taux d'érosion spécifiques élevés (de l'ordre de 1000 à 10 000 Mg km⁻² an⁻¹ ; Milliman and Syvitski, 1992), et ils représentent donc une contribution significative à l'ensemble des apports de matières en suspension des continents vers les océans.

Ces exportations massives de sédiments (Descroix et al., 2008; Valentin et al., 2008a) sont généralement déclenchées par des précipitations intenses (Salles et al., 2002) engendrant des crues (Goldsmith et al., 2008). Durant ces événements pluvieux, les sols (de surface ou de subsurface) sont susceptibles d'être érodés (*via* des processus diffus ou concentrés), et les sédiments stockés dans le réseau hydrographique peuvent être remobilisés par le courant.

La compréhension des processus érosifs et de la dynamique des matières érodées au sein des petits bassins versant tropicaux montagneux est donc particulièrement importante pour la mise en place de mesures destinées à limiter leurs impacts.

Objectifs

Ces travaux de thèse ont visé à développer une approche pluridisciplinaire, multi-traceurs et multi-échelles afin d'étudier l'érosion hydrique et de quantifier les sources et la dynamique des sédiments au sein du bassin versant tropical montagneux de la Houay Xon (couvrant une surface d'environ 22,4 km²) au Laos. Le site d'étude choisi est situé dans la région de Luang Prabang, dans le nord du pays. La Houay Xon est une rivière d'une dizaine de kilomètres de long dont les eaux se jettent dans la Nam Dong quelques centaines de mètres avant sa confluence avec le Mékong. Le site d'étude, et en particulier le bassin du ruisseau Houay Pano à l'amont, est suivi depuis 1999 – 2000, via le programme MSEC (*Multi-Scale Environmental Changes*) mis en place par un partenariat entre le NAFRI (*National Agriculture and Forestry Research Institute*) et le DALaM (*Department of Agricultural Land Management, Ministry of Agriculture and Forestry*) laotiens, l'IWMI (*International Water Management Institute*) et l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) français (Valentin et al., 2008b).

Dans le but d'identifier les processus érosifs et de quantifier la dynamique des particules érodées au sein des bassins versants, des techniques de traçage (ou de « fingerprinting ») des sédiments peuvent être développées (Davis and Fox, 2009; Haddadchi et al., 2013; Smith and Blake, 2013; Walling, 2013). Les radionucléides émetteurs gamma, tels que le ^{137}Cs , le ^7Be et le ^{210}Pb , sont des marqueurs particulièrement adaptés pour étudier ces processus (e.g. Dominik et al., 1987; Matisoff et al., 2005; Huang et al., 2011; Olley et al., 2012; Ben Slimane et al., 2013; Evrard et al., 2013; Lacoste et al., 2014). Cependant, leur utilisation se heurte parfois à la difficulté de vérifier les hypothèses qui sous-tendent leur emploi en tant que traceurs des matières érodées lors des crues (e.g. Mabit et al., 2008; Walling, 2012; Koiter et al., 2013; Taylor et al., 2013). Le bassin choisi pour cette étude est affecté par des taux d'érosion assez élevés (jusqu'à $1130 \text{ Mg km}^{-2} \text{ an}^{-1}$; Valentin et al., 2008a), et son climat est caractérisé par l'alternance d'une saison sèche (mai-octobre) et d'une saison des pluies (novembre - avril). Ce contexte est apparu pertinent pour tester l'utilisation du marquage des sols de surface par les radionucléides apportés par les premières pluies de mousson après plusieurs mois de sécheresse, en simplifiant les hypothèses conditionnant leur emploi pour tracer les sédiments récemment érodés.

Démarche

La technique de traçage utilisée consiste à comparer les caractéristiques des matières en suspension collectées dans la rivière durant une crue et la signature des sources potentielles de sédiments au sein du bassin.

Durant la thèse, trois missions ont été réalisées sur le site d'étude en mai-juin 2012, décembre 2012 et mai-juin 2013 (au total : 36 jours de terrain). Au cours de ces campagnes de terrain, les sources potentielles de sédiments ont été échantillonnées et trois crues de début de mousson (une crue en 2012 et deux en 2013) ont été suivies et analysées.

Au cours de ces travaux de thèse, une attention particulière a été portée à la caractérisation de la dynamique des apports atmosphériques de radionucléides à la surface des sols durant les événements étudiés, notamment *via* l'échantillonnage de l'eau de pluie et la récupération des radionucléides qu'elle contient. Des tests préliminaires en laboratoire ont été réalisés afin de tester différents protocoles de

récupération du ^7Be et du ^{210}Pb par co-précipitation avec des hydroxydes d'aluminium. Une expérience d'adsorption des radionucléides de la pluie sur des particules de sol a également été conduite. Différents systèmes de collecte fractionnée de la pluie ont été mis en place sur le terrain, et la composition du ruissellement (et des particules en suspension) issu d'une parcelle de 1 m^2 a été comparée à la signature des précipitations qui l'ont engendré.

Une spécificité également importante de l'approche choisie est son caractère multi-échelles (du m^2 à la vingtaine de km^2), implémenté à travers un réseau de stations de suivi et de prélèvement subdivisant le site d'étude en sous-bassins emboîtés, ce qui a permis de suivre la propagation de l'eau et des matières en suspension à travers le bassin, depuis les versants jusqu'à l'exutoire.

Outre les paramètres liés à la radioactivité des matières en suspension collectées (^{137}Cs , ^7Be et $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$), leurs caractéristiques biogéochimiques ont été étudiées à travers la composition élémentaire (carbone organique total – TOC, et azote total – TN) et isotopique ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$) de la matière organique associée. Dans l'optique de détecter d'éventuels effets liés à la sélectivité granulométrique des processus érosifs, la distribution des tailles de particules de l'ensemble des échantillons collectés a été déterminée. Enfin, ces diverses informations sur la nature des sédiments mobilisés par l'érosion hydrique ont été combinées à une approche hydrologique (suivi du débit) et hydrogéochimique (suivi de la conductivité électrique et du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau) afin d'identifier le rôle respectif des différentes composantes de l'écoulement.

Plan du manuscrit

Le manuscrit est organisé en six chapitres :

Le chapitre 1 consiste en une synthèse bibliographique présentant de manière non exhaustive l'état de l'art sur l'érosion hydrique des sols et les exportations de sédiments en Asie du Sud-Est, ainsi qu'une présentation des paramètres choisis pour ces travaux de thèse. L'accent est mis sur les traceurs utilisés dans la littérature pour le traçage des sédiments et l'étude des crues, en particulier en contexte tropical montagneux.

Le chapitre 2 présente les caractéristiques du site d'étude et de l'échantillonnage mis en place et réalisé durant les missions de terrain, ainsi que la description du matériel

de suivi utilisé durant les crues. Les méthodes employées pour l'analyse des différents paramètres déterminés dans les échantillons collectés et les calculs effectués pour l'interprétation des données sont également décrits.

Le chapitre 3 présente une étude de l'identification et la quantification des sources des sédiments et de leur dynamique au cours d'une crue de début de mousson en mai 2012 à l'aide des radionucléides le long de trois stations emboîtées (de 0,2 à 11,6 km²). Les tests préliminaires réalisés en laboratoire et sur le terrain afin de valider les hypothèses sur l'adsorption des radionucléides de la pluie aux particules de sol sont également décrits.

Le chapitre 4 analyse le même évènement de mai 2012, mais en s'intéressant à la composition de la matière organique exportée et à l'utilisation de la conductivité électrique et du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau afin de quantifier la contribution du ruissellement à l'écoulement total. Les flux de carbone organique particulaire associés à la crue sont également calculés au niveau des différentes stations et comparés aux études réalisées sur le bassin en 2002-2003.

Le chapitre 5 présente les résultats d'une expérience réalisée en juin 2013 afin de quantifier la variabilité spatiale et temporelle des apports de ^7Be et ^{210}Pb par les pluies au cours de quatre orages successifs. Les implications de ces résultats pour les études portant sur l'érosion et les transferts de sédiments sont également discutées.

Le chapitre 6 s'intéresse plus particulièrement à la propagation de deux crues à travers le bassin, début juin 2013. L'étude a été prolongée vers l'aval durant cette expérience et un emboîtement de dix stations drainant des surfaces comprises entre 0,001 et 19,8 km² a été suivi.

La dernière partie du manuscrit est consacrée aux conclusions générales et présente les perspectives à moyen terme de ce projet.

Chapitre 1

**Synthèse bibliographique :
état de l'art sur l'érosion des sols
et le traçage des sédiments en
contexte tropical montagneux**

Chapitre 1. Synthèse bibliographique : état de l'art sur l'érosion des sols et le traçage des sédiments en contexte tropical montagneux

Ce chapitre présente une synthèse (non exhaustive) des connaissances issues de la littérature scientifique qui ont alimenté la réflexion sur les résultats obtenus au cours de la thèse et qui ont servi de base à l'élaboration de ce manuscrit. Il est séparé en deux parties portant successivement (1) sur l'érosion des sols en contexte tropical montagneux et ses spécificités dans le contexte de l'Asie du Sud-Est, et (2) sur les méthodes de traçage de sédiments publiées dans la littérature et les techniques sélectionnées pour caractériser les processus de transfert de sédiments dans notre site d'étude, techniques dont les principes sont décrits à travers des exemples d'applications, et dont on s'efforcera de montrer les limites.

1.1 Synthèse des connaissances sur l'érosion des sols en contexte tropical montagneux

1.1.1. Erosion en contexte tropical : cas particulier de l'Asie du Sud-Est

1.1.1.1. Type d'érosion étudié et description générale des processus associés

Le terme « érosion » utilisé tout au long de ce manuscrit se réfère principalement à l'érosion hydrique et donc au détachement des particules de sol suivi de leur déplacement latéral sous l'impact des gouttes de pluie et du ruissellement qu'elle génère. Dans le contexte tropical auquel on s'intéresse ici, les autres formes d'érosion (éolienne, mécanique, chimique, ...) ont beaucoup moins d'impact sur les flux de sédiments exportés. De plus, on s'intéresse dans cette étude à des crues, qui durent généralement quelques heures, ou une journée tout au plus. Or, ces autres processus d'érosion non hydrique sont potentiellement actifs sur des échelles de temps beaucoup plus longues. Ils seront considérés comme négligeables ici et ne seront pas traités.

Le détachement des particules peut survenir sous l'action directe de l'impact des gouttes de pluie (libération de l'énergie cinétique) sur le sol (McIntyre, 1958). Ce processus est communément appelé « effet splash ». L'énergie cinétique de la pluie

est liée à son intensité (Salles et al., 2002). La capacité d'un événement pluvieux à générer de l'érosion est appelée « érosivité ». Elle dépend à la fois de l'intensité maximale des précipitations ainsi que du volume d'eau mobilisable pour générer du ruissellement, lié au cumul de pluie. Le rôle protecteur de la végétation (canopée et débris recouvrant le sol) est conditionné par sa capacité à absorber une partie de l'énergie cinétique de la pluie (Calder, 2001). De plus, la teneur en matière organique du sol influence la stabilité des agrégats qui le constituent vis-à-vis de l'effet splash, en jouant un rôle de « liant » entre les particules (Le Bissonnais, 1996; Six et al., 2002; Chaplot et al., 2007).

Le ruissellement de surface est également responsable du détachement de particules de sol et il assure leur transport vers l'aval, de manière plus rapide dans les régions caractérisées par de fortes pentes. Son écoulement sur les versants peut entraîner la formation de rigoles (incisions de quelques cm de profondeur) et, lorsqu'il se concentre, il peut générer d'importants processus de ravinement (incision de plusieurs dizaines de cm à plusieurs m), entraînant une érosion non plus diffuse mais linéaire (Chaplot et al., 2005a, 2005b; Valentin et al., 2005; Descroix et al., 2008; Rose et al., 2014).

La formation du ruissellement peut être liée à différents processus, selon le type de sols et leurs états de surface. Le principal paramètre contrôlant le ruissellement de l'eau en surface est la capacité du sol à laisser l'eau s'infiltrer, nommée ci-après « capacité d'infiltration » ou « infiltrabilité ». Cette capacité est conditionnée par de nombreux paramètres, parmi lesquels l'encroûtement du sol joue un rôle particulièrement important (Le Bissonnais, 1996; Valentin et Bresson, 1992). Différents processus sont susceptibles d'aboutir à la formation d'une couche plus ou moins imperméable (croûte) à la surface du sol (accumulation de grains très fins colmatant les pores entre les grains plus grossiers lors de la destruction des agrégats par la battance de la pluie ou lors du dépôt de particules apportées par le ruissellement, par exemple). Le degré d'encroûtement dépend du pourcentage de surfaces « scellées » par les croûtes, au niveau desquelles l'infiltration est presque nulle. La pente joue également un rôle en favorisant l'écoulement gravitaire du ruissellement vers le bas de pente où son énergie diminue et où l'infiltration est généralement plus forte. Cependant, dans certains cas, la capacité d'infiltration des sols a tendance à augmenter avec la pente (e.g., Assouline et Ben-Hur, 2006), ce qui

peut apparaître contre-intuitif. En effet, en raison de l'encroûtement plus marqué des sols présentant de très faibles pentes (surfaces plus ou moins perpendiculaires à l'impact de la pluie) l'infiltration y est faible. Au contraire, sur fortes pentes, l'énergie cinétique de la pluie est dissipée sur une plus grande surface et elle présente une composante tangentielle (Poesen, 1986) favorisant l'infiltration. De plus, des micro-reliefs en escaliers favorables à l'infiltration peuvent se former sur ces versants très pentus (Ribolzi et al., 2011), ce qui réduit l'encroûtement et augmente donc l'infiltration. Ce processus a notamment été observé dans le Nord de la Thaïlande (Janeau et al., 2003) et sur notre site d'étude, au Laos (Ribolzi et al., 2011).

L'action stabilisatrice et structurante des racines des plantes, qui diffère d'une espèce à l'autre, influence la capacité d'infiltration et est donc déterminante dans la formation du ruissellement (Patin et al., 2012; Phan Ha et al., 2012) et du ravinement (Prosser et Dietrich, 1995). La rugosité du sol joue également un rôle important en conditionnant l'écoulement de l'eau en surface, créant une multitude de micro-dépressions et de crêtes limitant la prise de vitesse du ruissellement, favorisant sa ré-infiltration et piégeant les particules transportées dans des micro-dépressions (Valentin et Bresson, 1992). Le « pavage » du sol par des roches affleurant sur une part importante de la surface a également un impact direct sur sa vulnérabilité à l'effet splash (Poesen, 1986). Bien qu'elles ne soient pas directement responsables du déclenchement de l'érosion, les conditions initiales d'humidité des sols et de recharge des nappes sont des facteurs très importants qui conditionnent l'infiltrabilité du sol (et donc l'apparition du ruissellement ; Costa-Cabral et al., 2008; Wei et al., 2014), la réactivité de la nappe et sa contribution lors de la crue (Sklash et Farvolden, 1979). L'hydratation des niveaux argileux du sol sur les pentes peut également déclencher des glissements de terrain (Alewell et al., 2008; Sidle et al., 2006; Valentin et al., 2008) favorisant l'exportation d'importants volumes de particules. L'humidité du sol évolue d'un événement à l'autre et au cours de l'année, sous l'influence des pluies successives et de l'évapotranspiration au cours des périodes qui les séparent. Ces deux paramètres sont intimement liés au climat de la zone considérée, qui fait l'objet de la section suivante.

1.1.1.2. Caractéristiques climatiques de l'Asie du Sud-Est

D'après la classification des climats de Köppen-Geiger, les différents climats que l'on trouve en Asie du Sud-Est (cf. l'extrait de la carte mondiale actualisée par Peel et al., 2007 ; Figure 1-1) relèvent principalement de cinq types : les trois types de climats tropicaux (forêt pluviale – Af ; mousson – Am ; savane – Aw) et deux types de climats tempérés qui sont caractérisés par un été chaud et un hiver sec (Cwa) ou par l'occurrence de précipitations toute l'année (Cfa). Les climats classés comme tempérés prévalent dans le nord du Myanmar, du Laos et du Vietnam et une partie de l'île de Manille aux Philippines (été chaud – hiver sec) ainsi que dans le sud de la Chine et à Taïwan (pas de saison sèche). Le climat tropical, qui prévaut en Asie du Sud-Est, est caractérisé dans la classification de Köppen-Geiger par la température moyenne mensuelle du mois le plus froid, qui doit être supérieure à 18°C. Le climat de « forêt pluviale » (précipitations mensuelles minimales supérieures à 60 mm) concerne principalement les régions situées aux latitudes inférieures à 6°N et la partie Est des Philippines.

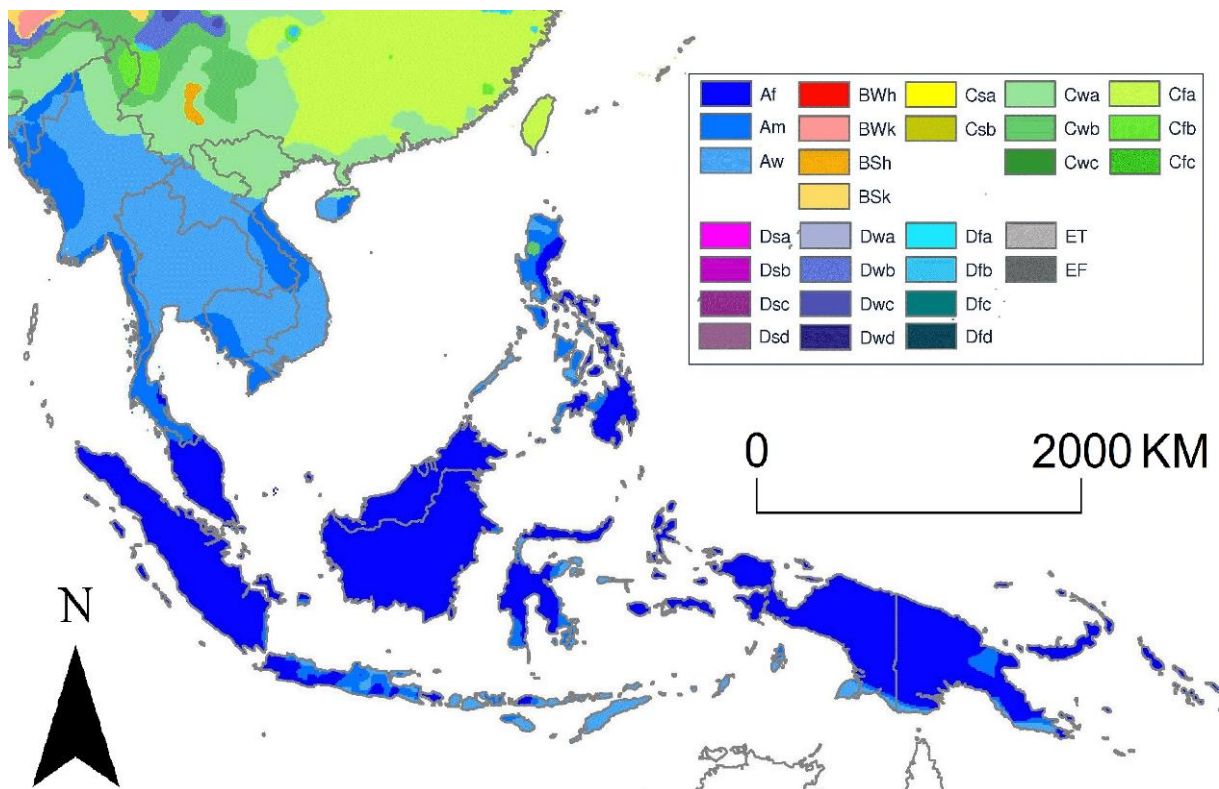


Figure 1-1 : Carte climatique de l'Asie du Sud-Est selon la classification de Köppen-Geiger, modifiée d'après Peel et al. (2007).

La partie continentale de l'Asie du Sud-Est (Thaïlande, Myanmar, Cambodge, Laos et Vietnam) présente des climats tropicaux de mousson et de savane (Peel et al., 2007). Les différents climats tropicaux du Sud-Est asiatique sont dès lors caractérisés par une répartition contrastée des précipitations au cours de l'année. Comme mentionné précédemment, les précipitations, lorsqu'elles sont à la fois intenses et prolongées, sont l'élément déclencheur de l'érosion et des crues au cours desquelles les sédiments érodés sont exportés par les rivières à travers les bassins versants.

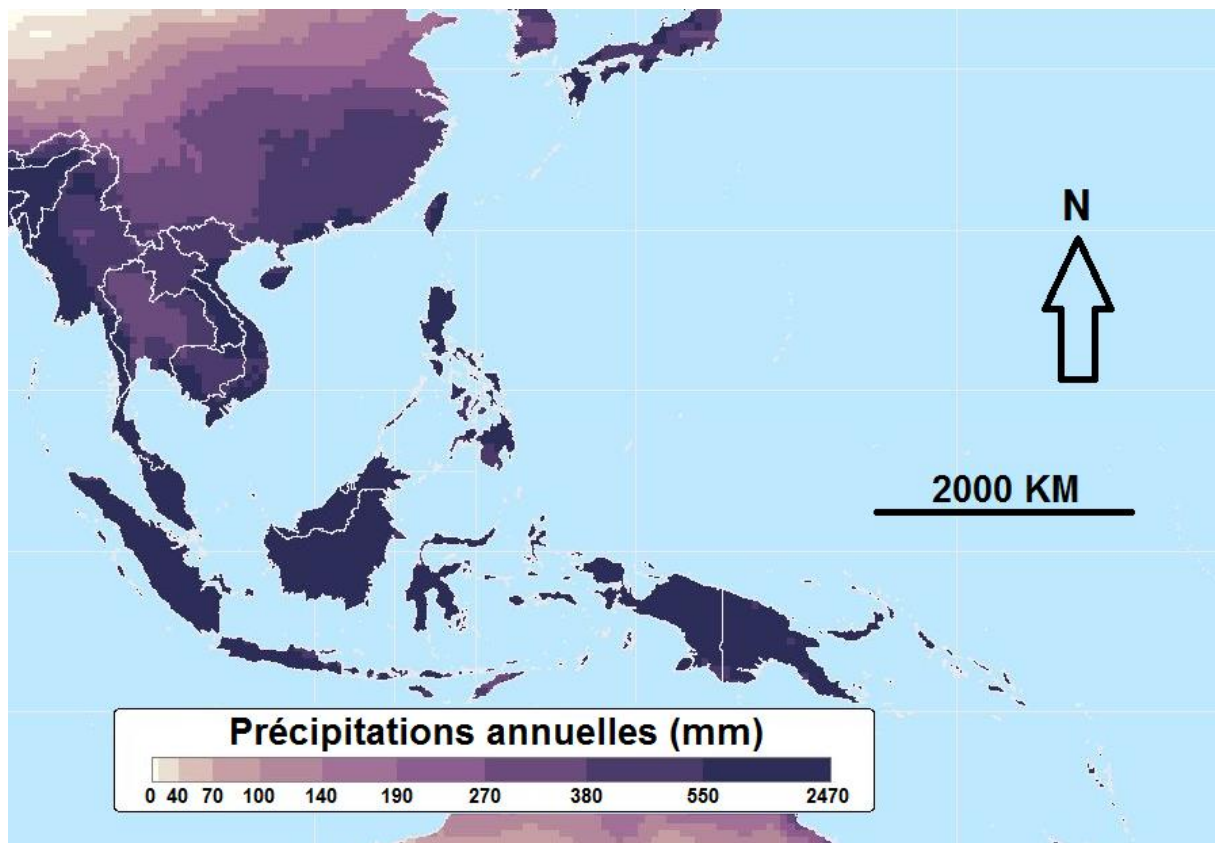


Figure 1-2 : Pluviométrie annuelle moyenne en Asie du Sud-Est calculée entre 1960 et 1990 (d'après New et al., 1999).

La Figure 1-2 présente la variation spatiale de la pluviométrie annuelle moyenne en Asie du Sud-Est. La partie continentale est caractérisée par des cumuls annuels moyens compris entre 1000 et 2000 mm an⁻¹. Cependant, ces valeurs moyennes masquent l'importante variabilité temporelle des précipitations qui prévaut dans cette région, tant à l'échelle intra-annuelle qu'à l'échelle interannuelle. Dans le Nord de la Thaïlande, du Laos et du Vietnam, on observe une alternance entre saison sèche et mousson avec une concentration de la pluviométrie annuelle sur une période

d'environ 6 mois, démarrant vers avril - juin et se terminant en septembre - octobre selon les années (Bricquet et al., 2003). Les cumuls de pluie annuels sont très variables d'une année à l'autre et ils oscillent de 500 à 2500 mm, selon l'intensité et la durée de la mousson. Les évènements El Niño/La Niña déplacent géographiquement les précipitations au-dessus de l'Océan Pacifique et influencent donc la mousson dans toute l'Asie du Sud-Est (les années El Niño sont plus sèches). Le nombre d'évènements violents, en particuliers les typhons, impacte également les cumuls annuels. Ils sont susceptibles de survenir de septembre à décembre (ils sont surtout violents sur les régions côtières du Vietnam et de la Thaïlande mais ils peuvent néanmoins se propager à l'intérieur des terres jusqu'au Laos), et sont caractérisés par des cumuls de pluies journaliers pouvant atteindre 200 mm (Bricquet et al., 2003). Ces évènements pluvieux intenses sont susceptibles d'engendrer une érosion très importante, pouvant être responsable de taux d'exportation spécifiques de sédiments ($1700 \text{ Mg km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) parfois largement supérieurs aux taux annuels moyens ($90 \text{ Mg km}^{-2} \text{ an}^{-1}$; Valentin et al., 2008).

1.1.1.3. Contexte géomorphologique et occupation des sols en Asie du Sud-Est et au Laos en particulier

L'occupation des sols et les pratiques agricoles contrôlent directement les états de surface des sols et le couvert végétal qui déterminent la sensibilité des sols à l'érosion. L'Asie du Sud-Est, dont la population reste essentiellement rurale, est particulièrement affectée par l'augmentation de la pression anthropique sur les ressources naturelles. Ainsi, la déforestation s'est accrue de manière importante durant la seconde moitié du XX^{ème} siècle, pour répondre aux besoins croissants en terres arables (Gibbs et al., 2010). De plus, suite à la sédentarisation de populations pratiquant traditionnellement la culture itinérante sur brûlis (« *slash-and-burn* » ; Soto et al., 1995; Rumpel et al., 2006), notamment au Laos, les périodes de jachère ont été progressivement raccourcies à moins de 3 ans (Roder et al., 1997). On estime pourtant qu'une durée minimum de 8 ans entre deux périodes de culture de type abattis - brûlis est nécessaire pour assurer une restauration de la fertilité des sols. Cette intensification affecte donc directement la qualité des sols (Brand et Pfund, 1998) et, par conséquent, les rendements agricoles. Elle s'accompagne par ailleurs d'une augmentation considérable du travail du sol qui, sur fortes pentes (comme c'est le cas au Laos), entraîne une importante érosion aratoire liée notamment au

sarclage des parcelles qui projette les agrégats de sols vers le bas des versants (Dupin et al., 2009). À mesure de l'augmentation de la demande en terres arables, les zones les plus pentues des régions montagneuses (qui occupent la majeure partie de l'Asie du Sud-Est et du Laos) ont été progressivement mises en culture, contribuant à l'aggravation du processus. Enfin, les récents changements d'usage des sols illustrent le remplacement des cultures vivrières par des cultures de rente (productions destinées à la vente), promues par les décideurs afin d'augmenter les revenus des populations (Lestrelin et Giordano, 2007). Outre l'accroissement du temps de travail qu'elles nécessitent, la mise en place de certaines plantations peut avoir un impact significatif sur l'érosion des sols. L'une des espèces cultivées de manière croissante au Laos est le teck (*Tectona grandis* L.f.), dont le tronc élancé (atteignant près de 15 m de haut) et les larges feuilles (concentrant les gouttes de pluies) augmentent l'énergie cinétique de la pluie (Calder, 2001), l'encroûtement du sol, le ruissellement et l'érosion associée (Patin et al., 2012). Ces effets sont d'autant plus marqués que la végétation du sous-bois est systématiquement brûlée par les paysans (Bruijnzeel, 2004). Des travaux ont été menés par le programme MSEC (*Monitoring Soil Erosion Consortium*) depuis la fin des années 1990 afin d'évaluer l'impact des différents types de couverts végétaux dans plusieurs bassins versants d'Asie du Sud-Est (Valentin et al., 2008). Ils ont notamment permis de montrer, dans notre site d'étude au Laos, que la culture du maïs (*Zea mays subsp. Mays* L.) et celle des larmes de Job (*Coix lacryma-jobi* L.) étaient associées à des taux d'érosion annuels deux fois plus élevés ($1130 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) que les autres cultures annuelles, tandis que des jachères « améliorées » (plantation de légumineuses : *Crotalaria micans* Link et *Cajanus cajan* (L.) Millsp.) généraient très peu d'érosion ($10 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) et même moins que les jachères « naturelles » ($30 \text{ Mg km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$; Valentin et al., 2008). Les pratiques agricoles et le choix des rotations culturales jouent un rôle majeur dans le déclenchement de l'érosion. Ainsi, la sensibilité des sols à l'érosion est notamment élevée durant la période qui suit la phase de défrichage du sol avant la mise en culture des parcelles, et jusqu'à ce que la végétation soit suffisamment dense pour le protéger contre l'impact des gouttes de pluie (Sidle et al., 2006). Le mois de mai représente ainsi une période critique pour l'érosion des sols (Figure 1-3a), dans le nord de la Thaïlande comme au Laos. Les crues de début de mousson, qui surviennent à cette période de l'année, sont donc potentiellement parmi les plus érosives, bien que les orages associés ne soient pas plus intenses

que ceux qui surviennent plus tard au cours de la saison des pluies. Les routes et chemins agricoles, qui constituent des voies préférentielles d'écoulement de l'eau, sont également susceptibles de produire et/ou de transporter de grandes quantités de sédiments malgré la faible surface qu'ils occupent au sein des bassins versants (Figure 1-3b; Sidle et al., 2006; Turkelboom et al., 2008). En raison de la compaction du sol de ces voies de circulation, l'infiltration y est considérablement réduite, favorisant le ruissellement (Valentin et al., 2008). Les zones d'habitation sont également vulnérables en raison des faibles taux d'infiltration liés à leur encroûtement par compaction et à leur imperméabilisation partielle. Cependant, du fait de leurs faibles pentes, elles ont tendance à générer moins de ruissellement que les chemins de terre (Sidle et al., 2006; Turkelboom et al., 2008).

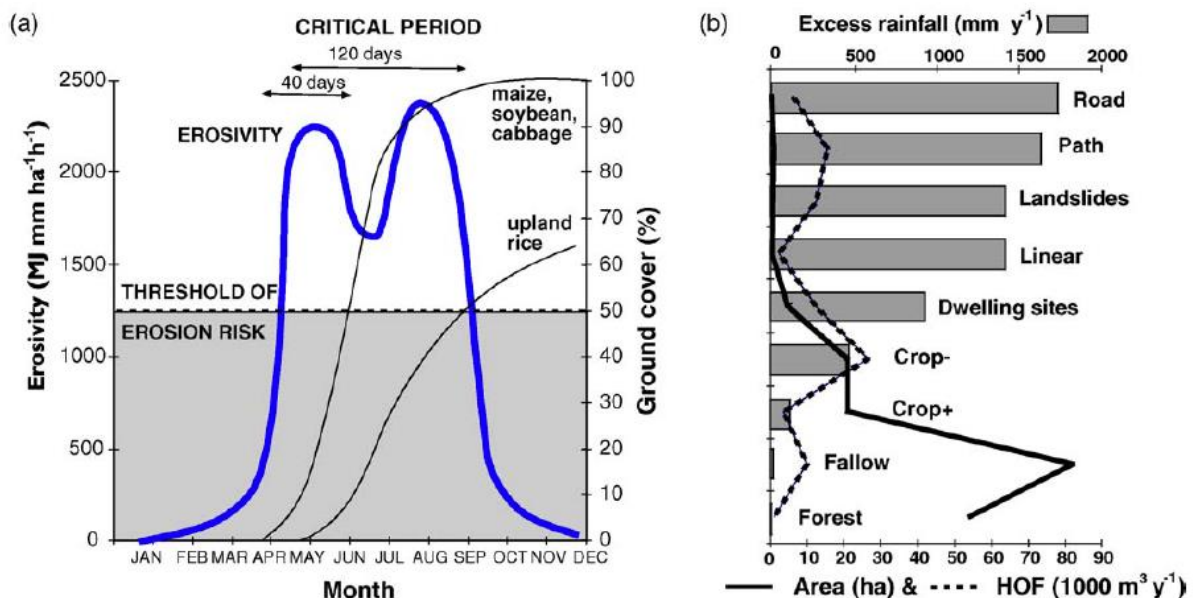


Figure 1-3 : Evolution de l'érodabilité des sols au cours de l'année (a) et coefficients de ruissellement de différents types de surfaces comparés à la surface qu'ils occupent et au volume de ruissellement qu'ils génèrent chaque année (b) sur le bassin versant de Dze Donglo au nord de la Thaïlande (Sidle et al., 2006).

1.1.2. Transferts de sédiments en Asie du Sud-Est

Une fois détachées de la matrice du sol, les particules érodées sont redistribuées au sein des bassins versants et transportées vers l'aval par le réseau hydrographique, par le biais d'une succession de phases de transport, dépôt et remobilisation. La géomorphologie, en particulier la pente (Assouline et Ben-Hur, 2006) et la connectivité des versants avec les cours d'eau (Chaplot et Poesen, 2012; Koiter et

al., 2013; Smith et al., 2014), conditionnent les déplacements latéraux des sédiments lors des événements pluvieux. L'intensité et la durée des précipitations contrôlent, quant à elles, l'amplitude de ces déplacements et leur sélectivité granulométrique sur les versants (Assouline et Ben-Hur, 2006; Rienzi et al., 2013; Wei et al., 2014), des volumes d'eau plus importants étant susceptibles d'acquérir des vitesses d'écoulement plus élevées et donc de transporter des particules de plus grande taille. Le transfert des sédiments s'accompagne de celui de la matière organique des agrégats (Tanik et al., 1999; Six et al., 2002), des nutriments associés (Quinton et al., 2010), des polluants éventuels et des micro-organismes (Ribolzi et al., 2008) susceptibles de générer toute une série de problèmes pour les écosystèmes aquatiques et les populations situées à l'aval, notamment *via* la dégradation de la qualité de l'eau (Ribolzi et al., 2010) susceptible de limiter son utilisation quotidienne et d'engendrer des épidémies, la réduction de la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau et son oxygénation, ou l'envasement des barrages (Downing et al., 2008; Thothong et al., 2011).

Compte tenu de ces nombreux impacts, les transferts de sédiments ont été étudiés depuis longtemps, afin de les quantifier et de prendre des mesures pour limiter leur ampleur. Les rivières d'Asie du Sud-Est, caractérisées par des taux d'exportations spécifiques de sédiments parmi les plus élevés de la planète (Figure 1-4; Ludwig et al., 1996; Huang et al., 2012), ont été identifiées depuis plusieurs décennies comme les principales exportatrices de sédiments vers les océans (Degens et al., 1991). En dépit de leur faible surface, les petits bassins versants montagneux (cours d'eau d'ordre 1 à 2 selon Strahler) fournissent une part importante de ces sédiments en raison de leurs forts taux d'exportation (Milliman et Syvitski, 1992). Parmi les taux annuels les plus élevés d'Asie, on trouve ceux qui sont observés à Taïwan, supérieurs à $10\,000\text{ Mg km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ (Hsu et al., 2014) pour des bassins versants de plusieurs centaines de km^2 . En comparaison, les plus forts taux d'érosion annuels calculés au Laos par Valentin et al. (2008) et Chaplot et Poesen (2012) sont de l'ordre de $1100\text{ Mg km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ sur des surfaces de quelques hectares au maximum et ils diminuent jusqu'à quelques dizaines de $\text{Mg km}^{-2}\text{ an}^{-1}$ pour les bassins versants intégrant des surfaces moins sensibles à l'érosion ou moins connectées au réseau hydrographique.

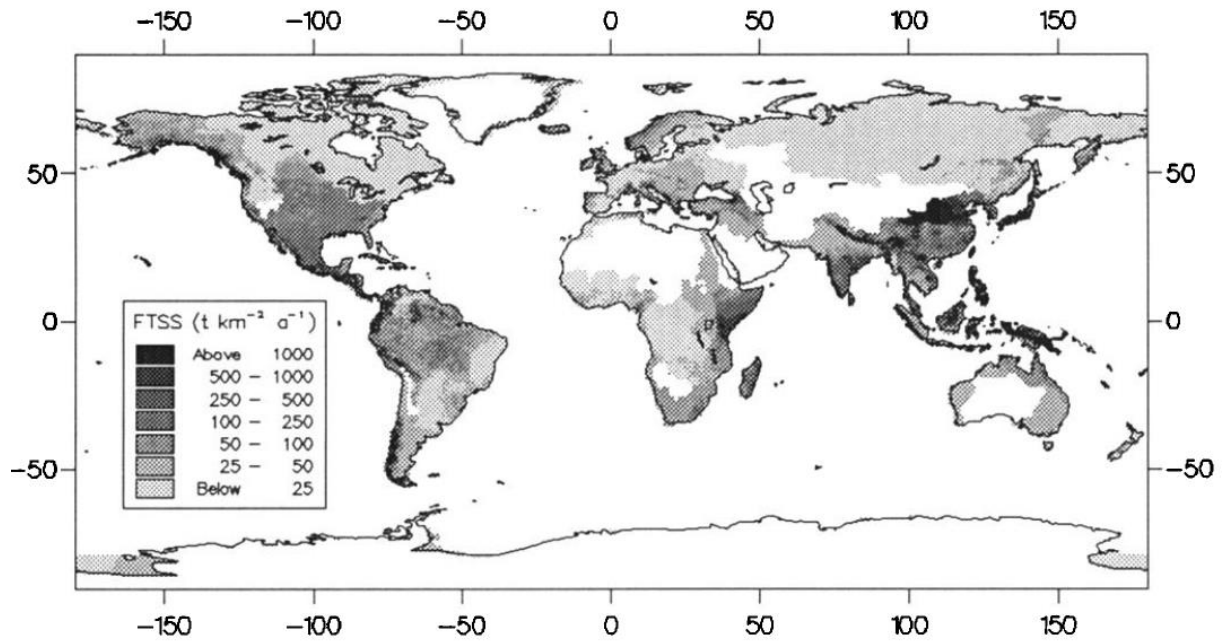


Figure 1-4 : Taux d'exportations annuelles de sédiment estimés par Ludwig et al. (1996).

Les problématiques de changements d'échelle sont particulièrement importantes dans l'étude de l'érosion des sols et des transferts de sédiments. En effet, des relations négatives ont été trouvées entre la surface de bassins montagneux d'Asie et d'Océanie (de 200 à 1 000 000 km²) et leurs taux d'exportations spécifiques de sédiments (Figure 1-5; Milliman et Syvitski, 1992).

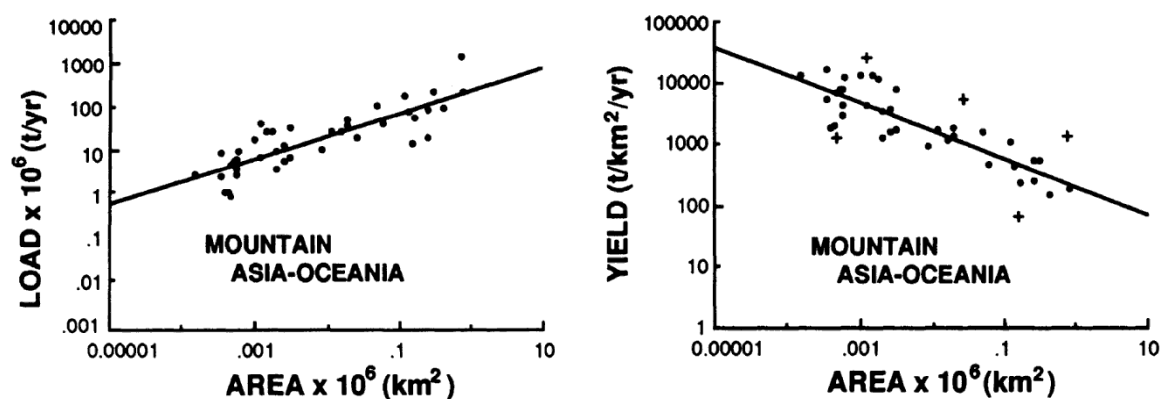


Figure 1-5 : Corrélations entre la surface des bassins versants montagneux d'Asie et d'Océanie et leurs exportations annuelles de sédiments (à gauche), et leur taux d'exportation spécifique annuel (à droite). Modifié d'après Milliman et Syvitski, (1992).

A plus petite échelle, des évolutions similaires sont observées en passant de l'étude de l'érosion sur des micro-parcelles de 1-m² à des bassins emboîtés de tailles croissantes jusqu'à une dizaine de km² (Figure 1-6; Chaplot et Poesen, 2012). Cette diminution des coefficients de ruissellement et des taux d'érosion spécifiques avec l'augmentation de la surface drainée est communément appelée « effet d'échelle ». Cette relation peut parfois être absente voire inversée pour diverses raisons liées au contexte local (état de surface, type de couvert, saison, géomorphologie, etc... ; Le Bissonnais et al., 1998). Les changements d'échelle s'accompagnent de changements de processus dominant(s) (hydrologie de versant vs hydrologie fluviale) et soulèvent également des questions concernant l'hétérogénéité des sources de sédiments selon l'échelle considérée (Evrard et al., 2011). Enfin, la sélectivité granulométrique de certains processus (mobilisation préférentielle des particules fines, dépôt des particules les plus grossières lorsque l'énergie de l'écoulement diminue, ...) est susceptible d'affecter le caractère conservatif de certaines caractéristiques des sédiments et de compliquer l'identification des sources (e.g., He et Walling, 1996).

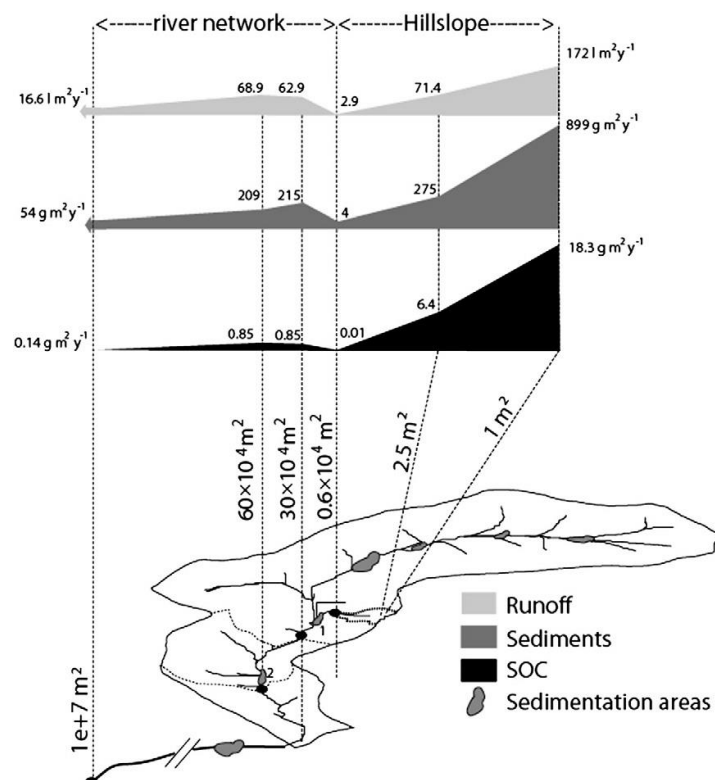


Figure 1-6 : Coefficient de ruissellement, taux d'exportation de sédiments et de carbone organique à différentes échelles emboîtées dans le bassin de Houay Pano au Laos pour l'année 2002-2003 (Chaplot et Poesen, 2012).

1.2 Techniques de traçage des sédiments en rivière : principe, exemples d'utilisations et limites

Afin de déterminer l'origine spatiale des sédiments exportés par les rivières et de contraindre la dynamique temporelle de leur transport à travers les bassins versants, l'utilisation de différentes techniques a été proposée dans la littérature (Walling, 2005, 2013; Davis et Fox, 2009; Koiter et al., 2013; Haddadchi et al., 2014). L'une de ces approches, le traçage ou « fingerprinting », de plus en plus utilisée à travers le monde (cf. la récente revue de Walling, 2013), consiste à mesurer un ensemble de propriétés physico-chimiques dans les sources potentielles de sédiments au sein d'un bassin versant ainsi que dans les particules transportées dans le cours d'eau ou celles qui sont exportées à l'exutoire (Figure 1-7).

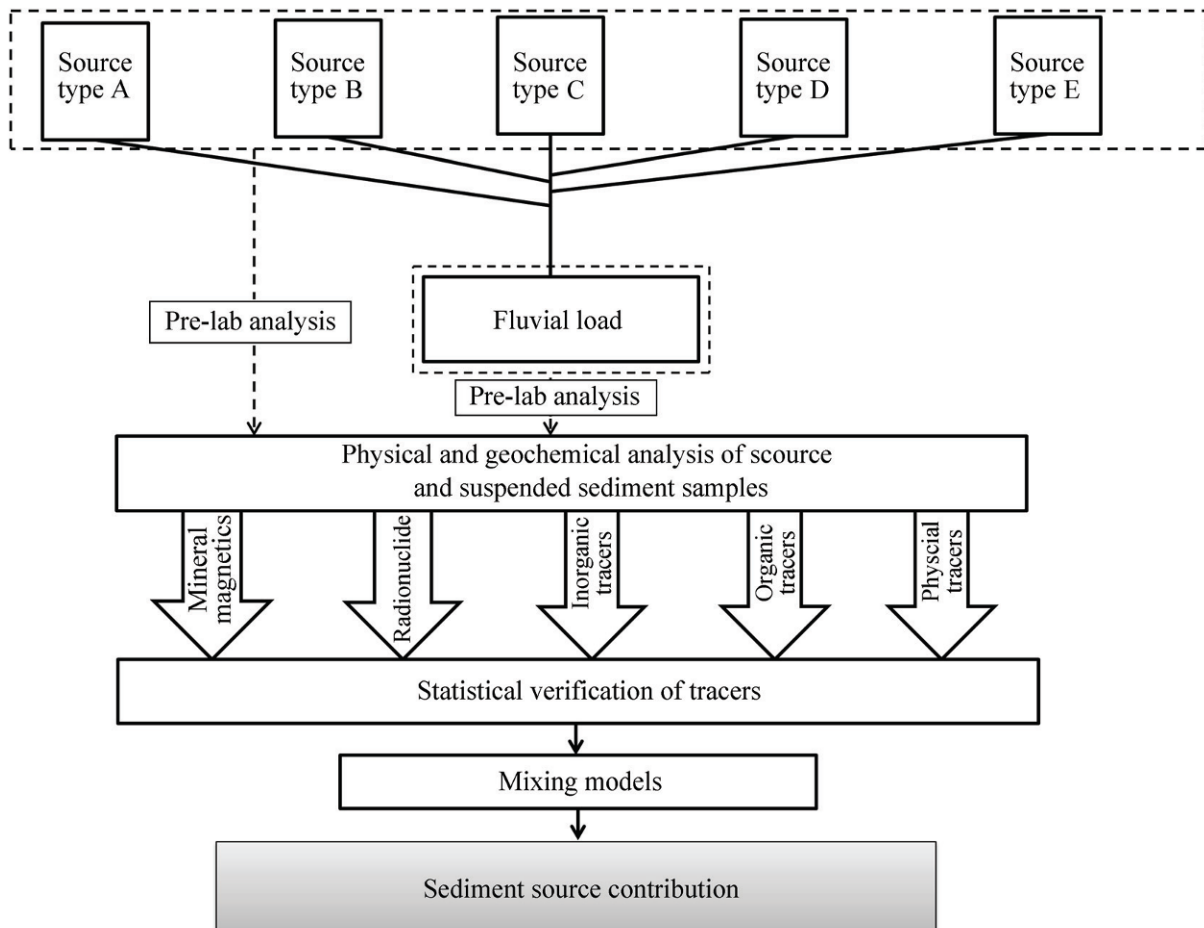


Figure 1-7 : Schéma général des différentes étapes de la méthode conventionnelle de traçage des sources de sédiments en rivière (Haddadchi et al., 2013).

spécifique, par exemple) et la sélectivité granulométrique des différents processus érosifs (détachement préférentiel des particules fines et de la matière organique, transport plus lointain des particules plus fines vs dépôt rapide des particules plus grossières dès que la vitesse de l'écoulement diminue, etc...). Un autre prérequis, lié à l'échantillonnage cette fois, concerne la représentativité des sources, dont la collecte est toujours partielle et potentiellement biaisée par l'hétérogénéité intrinsèque de certains types de sources. De plus, les techniques de prélèvement des échantillons de sources (e.g. Onda et al., 2014), comme celle des sédiments déposés ou des matières en suspension, doivent être étudiées afin d'identifier et de limiter au maximum les biais méthodologiques. Afin de s'affranchir des problèmes liés à la sélectivité granulométrique, certains chercheurs ont proposé de tamiser systématiquement tous les échantillons de sol et de sédiments à 63 μm (ou même 20 ou 10 μm), afin de s'affranchir de la sélectivité induite par la succession de phases de dépôt et de remise en suspension (Wilkinson et al., 2013). En outre, afin de pallier les problèmes de conservativité de certains traceurs (e.g., Motha et al., 2002), la mise en place systématique de facteurs de correction universels, basés sur la surface spécifique (*specific surface area* – SSA) ou la teneur en carbone organique (TOC), a été proposée (e.g., Collins et al., 1997, 2001, 2010, 2012). Cependant, de récents travaux ont montré que ces « facteurs de corrections » linéaires peuvent introduire plus de biais qu'ils n'en résolvent, car les relations entre les traceurs et leur SSA (ou TOC) sont souvent logarithmiques (ce qui pose problème pour l'étude de larges gammes de concentrations) et varient d'un site à l'autre (Smith et Blake, 2014).

La technique de « fingerprinting » généralement utilisée nécessite l'emploi d'un modèle statistique de mélange (« *unmixing model* ») alimenté par les valeurs d'une combinaison de traceurs mesurés à la fois dans les différentes sources et dans les sédiments « mélangés ». Le modèle utilise ensuite des tests de Monte-Carlo (e.g., Gutiérrez-Villanueva et al., 2008; Evrard et al., 2011; Stone et al., 2014) et/ou des algorithmes génétiques (e.g., Haddadchi et al., 2013) pour déterminer la configuration avec le meilleur ajustement (*goodness of fit*) et le pourcentage de chaque source dans chacun des échantillons de sédiments. Le choix de la combinaison de traceurs (Collins et Walling, 2002) est souvent réalisé à partir de critères statistiques afin de ne conserver que les paramètres les plus discriminants

(ceux qui sont statistiquement les plus différents entre les sources). Certaines approches géochimiques présentent ainsi des combinaisons de traceurs dont l'origine et le comportement dans l'environnement ne sont pas forcément bien caractérisés (Koiter et al., 2013). Ces choix « statistiques » qui ne s'appuient parfois sur aucune base physico-chimique (paramètre choisi malgré un manque de connaissance des processus qui contrôlent ses valeurs dans l'environnement) ont été récemment critiqués (Smith et Blake, 2014).

Il apparaît donc primordial de privilégier des approches de traçage simples basées sur des traceurs dont les comportements sont relativement bien contraints. Les paragraphes suivants présentent les paramètres de traçage retenus dans le cadre de cette étude et des exemples d'applications issus de la littérature.

1.1.3. Utilisation des retombées de radionucléides émetteurs gamma

Les trois radionucléides émetteurs de rayonnement γ qui ont été étudiés au cours de ces travaux de thèse sont le béryllium-7, le césium-137 et le plomb-210. Comme ils se fixent aux aérosols de l'atmosphère, ils sont tous les trois apportés à la surface du sol par les retombées sèches et par les précipitations, et ces dernières dominent largement (Caillet et al., 2001; McNeary et Baskaran, 2003; Ritchie et Mchenry, 1990; Wallbrink et Murray, 1994). Une fois au sol, ils s'adsorbent rapidement et presque irréversiblement aux particules (Olsen et al., 1985; Gil-Garcia et al., 2009; Taylor et al., 2012). Leurs origines sont cependant très différentes. Le béryllium-7 (^7Be), cosmogénique, est issu de la spallation d'atomes d'azote et d'oxygène dans la haute atmosphère sous l'action du rayonnement cosmique (Lal et al., 1958; Papastefanou et Ioannidou, 1995). Il présente une demi-vie de 53,2 jours. Le plomb-210 (^{210}Pb) est issu de la chaîne de désintégration radioactive de l'uranium-238 du sol. Cette chaîne donne naissance au radon-222, gazeux, qui s'échappe du sol vers l'atmosphère et s'y désintègre (demi-vie : 3,82 jours) en une succession de radionucléides à très courte demi-vie produisant le ^{210}Pb , d'une demi-vie de 22,3 ans (Olsen et al., 1985; Matisoff, 2014). Lorsqu'il se dépose sur les particules de sol, le ^{210}Pb atmosphérique s'ajoute au ^{210}Pb produit localement par la chaîne de désintégration radioactive de l'uranium-238 du sol. Il se retrouve donc « en excès » par rapport à la production en équilibre séculaire avec le matériau-parental, et est noté $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. Tout au long de ce manuscrit, c'est le $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ qui sera étudié dans les

échantillons de sol et de sédiments, et non le ^{210}Pb total. Le césium-137 (^{137}Cs), artificiel, a été introduit dans l'environnement par les essais des bombes thermonucléaires (commencés en 1945, avec un pic de production de ^{137}Cs vers 1963; Ritchie et Mchenry, 1990) et les accidents nucléaires comme ceux de Tchernobyl en Ukraine en 1986 et Fukushima-Daiichi au Japon en 2011. Il présente une demi-vie de 30 ans. Contrairement aux retombées de ^7Be et de ^{210}Pb qui sont relativement « continues » dans le temps, les apports ponctuels de ^{137}Cs à la surface des sols sont répartis de manière hétérogène à la surface du globe. Dans certaines régions du globe, en l'absence de retombées depuis les années 1970 et suite à l'érosion des particules de sol marquées, les activités en ^{137}Cs des sols de surface sont devenues particulièrement faibles, ce qui limite son utilisation potentielle en tant que traceur (Mabit et al., 2008; Furuichi et Wasson, 2013).

Dans le sol, la distribution de ces radionucléides avec la profondeur diffère d'un radionucléide à l'autre mais aussi selon que le sol est remanié ou non (Figure 1-9).

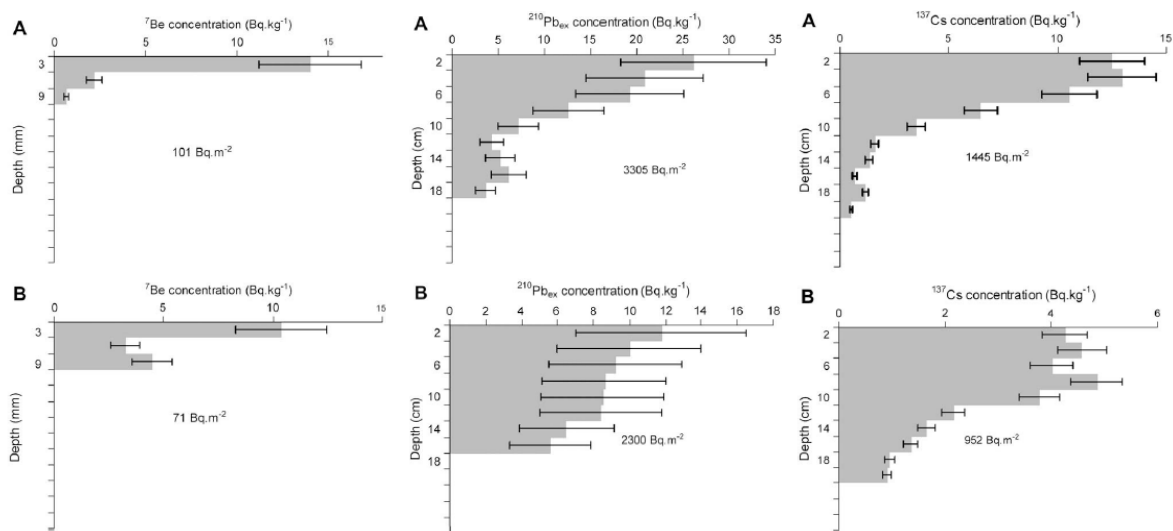


Figure 1-9 : Exemple de distribution verticale du ^7Be , du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ et du ^{137}Cs dans des sols non remaniés (A) et cultivés (B) au Maroc (Benmansour et al., 2011). Les barres d'erreur correspondent à 2σ d'incertitude.

La majeure partie du ^7Be reste concentrée dans le premier cm de sol, même lorsque celui-ci est remanié, en raison de sa courte demi-vie qui limite son accumulation. Cette caractéristique fait de lui un bon marqueur de la surface du sol (e.g., Huh et Su, 2004; Benmansour et al., 2011; Taylor et al., 2012, 2013; Zhang et al., 2013). En outre, dans un contexte climatique caractérisé par une saison sèche de plusieurs mois (comme c'est le cas dans le régime tropical de mousson et de savane; Figure

1-1), on observe une désintégration quasi-complète du stock de ^7Be apporté par les pluies de l'année précédente.

Ce processus, permettant une « remise à zéro du compteur », favorise la distinction entre les particules récemment marquées par les retombées en ^7Be au début de la saison des pluies et celles qui étaient protégées de ces retombées (parce qu'elles se trouvaient en profondeur ou dans le lit des cours d'eau). Grâce à sa demi-vie plus longue et au fait que les apports atmosphériques soient continus, le $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ s'accumule dans les sols au fur et à mesure des retombées et pénètre plus profondément que le ^7Be , jusqu'à 20-30 cm sous la surface (Matisoff, 2014). C'est également le cas du ^{137}Cs , dont les activités les plus fortes sont souvent trouvées à quelques cm de profondeur (e.g., Jagercikova et al., 2014), traduisant, outre la migration verticale du stock (lente), l'érosion préférentielle des particules chargées en ^{137}Cs (notamment la matière organique et la fraction fine pour lesquelles il possède une affinité particulière ; e.g., Li et al., 2006; Xiaojun et al., 2010) à la surface du sol, depuis la fin des retombées. Dans les terres remaniées, comme celles qui sont labourées, le stock de radionucléides se retrouve dispersé et plus ou moins homogénéisé dans la partie affectée du profil de sol (e.g., Porto et al., 2014). L'appauvrissement en radionucléides de la surface des sols cultivés (Figure 1-9) peut également refléter leur vulnérabilité face à l'érosion (Ritchie et McHenry, 1990; Mabit et al., 2008; Alewell et al., 2013; Iurian et al., 2013).

Compte tenu de leurs caractéristiques, ces traceurs ont été utilisés dans de nombreuses études portant sur l'érosion des sols (e.g., Fukuyama et al., 2005; Xiaojun et al., 2010), la redistribution des particules érodées au sein des parcelles (Ritchie et al., 1974; Owens et Walling, 1998; Li et al., 2006; Junge et al., 2010; Gaspar et al., 2013; Lacoste et al., 2014;), leur exportation des bassins versants (Olley et al., 1993, 2012, 2013; Le Cloarec et al., 2007; Evrard et al., 2010, 2013; Ben Slimane et al., 2013; Porto et al., 2014) et leur propagation des têtes de bassin vers les fleuves à travers le réseau hydrographique (Bonniwell et al., 1999; Matisoff et al., 2002; Whiting et al., 2005), ou leur accumulation dans des réservoirs ou des zones de dépôt (Loizeau et al., 1997; Kim et al., 2000; Simms et al., 2008; Zhu et Olsen, 2009; Huon et al., 2013).

Afin de contraindre la dynamique temporelle des transferts de sédiment, un nombre croissant d'études a utilisé la méthode décrite par Matisoff et al. (2005), basée sur la comparaison du rapport entre le ^7Be et le ^{210}Pb de la pluie et le rapport correspondant dans les sédiments (e.g., Saari et al., 2010; Evrard et al., 2010, 2013). Cette méthode part du principe que, plus les particules ont un rapport $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ proche de celui de la pluie, plus leur érosion (arrachement) est récente. A l'inverse, un rapport $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ proche de 0 indique que les sédiments n'ont pas été soumis à un marquage récent par la pluie. Dans les sédiments collectés en rivière et issus du mélange de différentes sources, ce paramètre permet donc d'estimer un pourcentage de sédiments récemment marqués. Compte-tenu de l'adsorption rapide (au terme de quelques minutes tout au plus; Taylor et al., 2012) de ces radionucléides aux particules de sol exposées aux retombées, on considère que les sédiments récemment marqués (présentant un rapport $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ élevé) que l'on collecte dans une rivière ont également été récemment érodés. Plusieurs cas de figures peuvent aboutir à une diminution du rapport $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ des sédiments :

- la désintégration du ^7Be des particules érodées au cours des années précédentes et stockées à l'abri des retombées dans le lit du cours d'eau,
- la contribution de sédiments issus de processus d'érosion linéaire (ravines et berges), incisant les sols de subsurface (au-delà des premiers cm) et exportant des particules marquées par les retombées de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (mais pas par celles de ^7Be), qui est également susceptible de « diluer » la contribution des sédiments issus de l'érosion diffuse récente.

Dans le cas d'incisions profondes du sol engendrant l'exportation de particules exemptes de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (et de ^{137}Cs), le rapport $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ du ruissellement s'écoulant en sortie de ravine reste le même que celui qui y entre, mais les concentrations en radionucléides (en Bq kg^{-1}) deviennent plus faibles du fait du mélange avec les particules arrachées aux parois et au fond de la ravine.

Cette possible confusion entre différents processus a été reprochée à la méthode Be-Pb (Walling, 2012; Taylor et al., 2013), et nécessite son couplage avec des traceurs complémentaires. L'activité en ^{137}Cs des sédiments peut ainsi apporter un complément d'information en fournissant un marqueur de la surface des sols (Olley et al., 1993; Mabit et al., 2008; Ben Slimane et al., 2013; Evrard et al., 2013).

L'exposition de matériaux de subsurface aux retombées récentes peut survenir au fond de ravines de grande taille, lors d'effondrements de berges ou dans le cas de remaniements importants des sols, lors d'opérations de terrassement par exemple. Les sites de construction sont particulièrement vulnérables à l'érosion du fait de la dénudation du sol et peuvent donc représenter une source significative de sédiments appauvris en ^{137}Cs mais marqués par le ^7Be et le $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. Ces apports ont pour conséquence de diluer le signal des sédiments issus des sols de surface, tout en participant à l'augmentation du pourcentage de sédiments récemment érodés.

Un schéma récapitulatif des signatures en radionucléides des sources potentielles de sédiments est proposé en Figure 1-10.

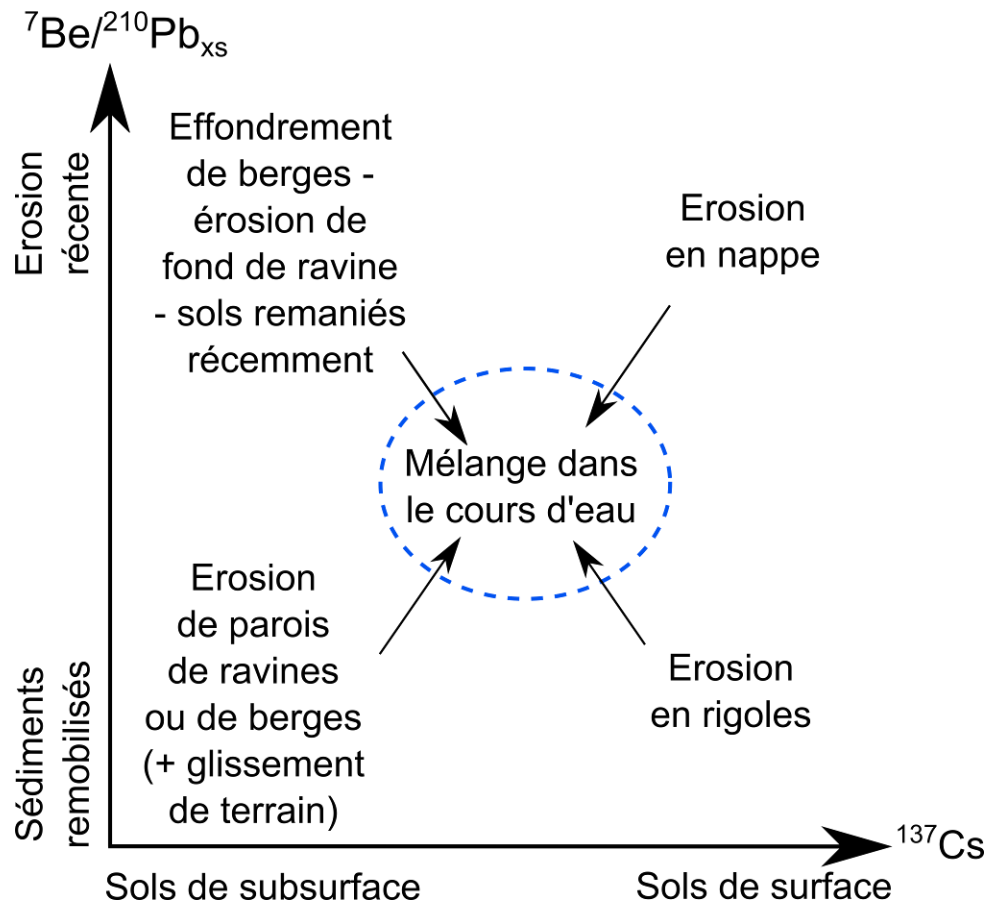


Figure 1-10 : Signatures $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ et ^{137}Cs théoriques des sédiments issus de différents processus d'érosion hydrique (adapté d'Olley et al., 1993).

Une autre limite à l'utilisation de la méthode de traçage basée sur les radionucléides est la variabilité potentielle de la signature des sédiments récemment érodés au cours d'un événement orageux, dont le postulat initial est qu'ils ont le même rapport

Be-Pb que la pluie de l'évènement considéré (Matisoff et al., 2005). Or, la variabilité spatio-temporelle des retombées de ^7Be et de ^{210}Pb est rarement bien documentée et elle est susceptible d'influencer fortement le marquage des sols et des sédiments érodés. Enfin, l'irréversibilité de l'adsorption des radionucléides sur les particules de sol est parfois mise en défaut, notamment sous l'influence de conditions réductrices ou d'augmentation de la salinité, susceptibles de survenir lors du dépôt des particules en pied de pente, dans le lit des rivières ou dans des zones marécageuses (Taylor et al., 2013).

Comme le soulignent Mabit et al., (2008), l'analyse de ces radionucléides en spectrométrie gamma nécessite souvent une journée de comptage par échantillon (voire plus pour ceux qui présentent de très faibles activités). De ce fait, le nombre d'échantillons analysés est restreint par la disponibilité des détecteurs mais également, dans le cas du ^7Be , par la courte période durant laquelle leur activité est supérieure aux seuils de détection. La logistique d'échantillonnage, de conditionnement, de transport (dans le cas de sites éloignés) et d'analyse des échantillons rapidement après leur collecte constitue donc un aspect fondamental à prendre en compte afin d'utiliser le ^7Be comme traceur.

1.1.4. Utilisation du carbone et de l'azote de la matière organique

La matière organique (MO) des sols et des sédiments a été étudiée depuis longtemps en raison de son importance pour l'agriculture (impact direct sur la fertilité des sols). Cet intérêt est accru par le rôle qu'elle joue dans la stabilité des agrégats (Le Bissonnais, 1996; Six et al., 2002; Chaplot et al., 2007) et la vulnérabilité du sol à l'érosion, son exportation préférentielle par le ruissellement (e.g., Chaplot et al., 2007, 2009) et ses affinités avec la fraction fine des sédiments, similaires à celles des traceurs radioactifs présentés dans la section précédente (e.g., Ritchie et Mccarty, 2003; Zheng et al., 2007; Mabit et al., 2008; Martinez et al., 2010; Taylor et al., 2012; Matisoff, 2014). De plus, les exportations de carbone organique particulaire (COP) conditionnent plusieurs types d'impacts de l'érosion, depuis l'appauvrissement de la fertilité des sols (lié aux pertes en MO) des bassins amont, jusqu'à l'eutrophisation des cours d'eau en aval (surplus de nutriments). En outre, les exportations de COP vers les océans, auxquelles les rivières d'Asie du Sud-Est

contribuent massivement, constituent un flux significatif au sein du cycle global du carbone (Lal, 2003).

En contexte tropical, les processus d'humification et de minéralisation de la MO des sols sont les mêmes qu'en contexte tempéré. Cependant, les taux de renouvellement sont accélérés et la stabilisation de la MO par interaction avec les minéraux du sol est favorisée par les températures et les taux d'humidité élevés (Zech et al., 1997). La composition de la MO des sols et des sédiments a été étudiée à travers différents paramètres. Les teneurs en carbone organique total (« *total organic carbon* » ou TOC) et azote total (« *total nitrogen* » ou TN) des sols sont dépendantes de nombreux facteurs, comme le type de végétation, la nature et l'abondance des argiles, la vivacité de la vie microbienne ou le recyclage de la litière par la micro-faune (Zech et al., 1997). Ces concentrations en TOC et TN diminuent généralement avec la profondeur le long du profil de sol, reflétant la minéralisation progressive de la matière organique produite en surface par la végétation (e.g., Jobbagy et Jackson, 2000; Braakhekke et al., 2011). Lors de ces processus de minéralisation, le carbone est dégradé préférentiellement, ce qui entraîne une diminution du rapport TOC/TN (Batjes, 1996). Ce rapport peut, par conséquent, être utilisé comme indicateur de la minéralisation / dégradation de la MO et permet ainsi de distinguer la MO fraîche non dégradée de celle des sols (e.g., Townsend-small et al., 2005; Hilton et al., 2008). Compte tenu de la dégradation progressive de la MO le long du profil de sol, le rapport TOC/TN diminue également avec la profondeur, fournissant lui aussi une distinction potentielle entre les MO de sols de surface peu dégradées et les MO de sols de subsurface plus minéralisées (Batjes, 1996).

L'enrichissement isotopique en ^{13}C (par rapport au standard Pee Dee Belemnite ; Coplen et al., 1983), exprimé sous forme de $\delta^{13}\text{C}$ (en ‰ vs PDB), est également un paramètre largement utilisé dans les études sur l'érosion et le transport de sédiments. Il est principalement lié à l'origine de la MO, car des gammes de valeurs assez contrastées peuvent être rencontrées dans les différents compartiments environnementaux (Figure 1-11). Le type de végétation dont la MO provient, en fonction de son cycle photosynthétique (Nier et Gulbransen, 1939; Craig, 1953; Park et Epstein, 1960; O'Leary, 1981), conditionne sa signature $\delta^{13}\text{C}$. Les plantes dites « en C_3 » (en référence au 3-phosphoglycérate produit à partir du CO_2) sont plus appauvries en ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}$ vers -26‰) que les plantes dites « en C_4 » (utilisant une

molécule à 4 atomes de carbone, l'oxaloacétate), moins appauvries ($\delta^{13}\text{C}$ vers -12‰ ; Figure 1-12 ; Cerling et al., 1997).

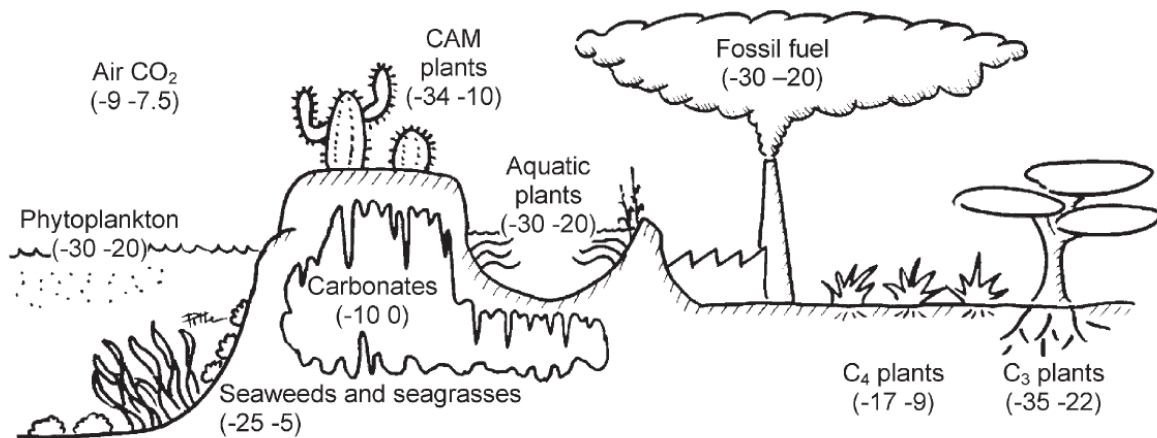


Figure 1-11 : Gammes de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans les différents compartiments environnementaux, exprimées en ‰ par rapport au standard Pee Dee Belemnite (Ferrio et al., 2005).

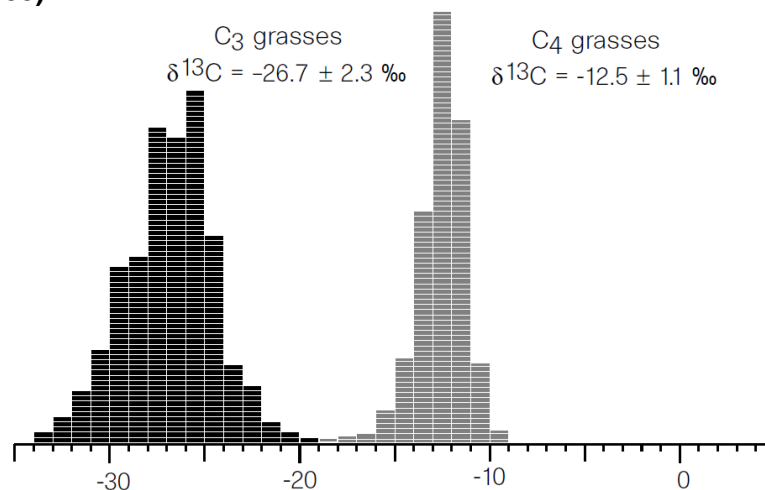


Figure 1-12 : Gammes de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des plantes en C₃ et en C₄, exprimées en ‰ par rapport au standard Pee Dee Belemnite, d'après Cerling et al. (1997).

Dans le cas de bassins versants présentant des portions importantes de surface cultivées avec des plantes caractérisées par des signatures très contrastées, ce paramètre peut donc être un bon traceur de l'origine spatiale des sédiments (e.g., Huon et al., 2006, 2013). Compte tenu de l'incorporation progressive dans le sol de la MO produite à sa surface, l'évolution temporelle du $\delta^{13}\text{C}$ du sol suite à un changement de végétation est relativement lente et a fait l'objet de plusieurs études

sur le renouvellement de la MO du sol (e.g., Schwartz et al., 1986; Balesdent, 1991; Desjardins et al., 1994; Arrouays et al., 1995; Balesdent et Mariotti, 1996).

L'enrichissement isotopique en ^{15}N par rapport à l'azote de l'atmosphère ($\delta^{15}\text{N}$) de la MO des sols a également été caractérisé (e.g., Mariotti et al., 1980; Omonode et Vyn, 2006) et utilisé comme traceur dans de nombreuses études (e.g., Mariotti et al., 1983; Kao et Liu, 2000; Huon et al., 2006). Il est influencé par les processus de dénitrification au cours desquels les bactéries consomment préférentiellement l'isotope ^{14}N , engendrant un fractionnement aboutissant à l'enrichissement de la MO résiduelle en ^{15}N (Kendall, 1998). Tout comme le $\delta^{13}\text{C}$, le $\delta^{15}\text{N}$ augmente donc avec la profondeur dans le sol suite à la dégradation de la MO (Mariotti et al., 1980). Le $\delta^{15}\text{N}$ a notamment été employé pour étudier la stabilité de la MO des sols (e.g., Conen et al., 2008). Du fait de processus de bioaccumulation, les animaux situés au sommet de la chaîne trophique sont également enrichis de ^{15}N (Figure 1-13 ; Fry, 1991). Les eaux usées et les effluents de stations d'épuration présentent donc des valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ élevées, typiquement autour de 10 ‰ (par rapport à la composition isotopique moyenne de l'azote atmosphérique ; Figure 1-14 ; Kendall, 1998) qui peuvent servir de traceur des pollutions liées aux rejets de ces eaux dans l'environnement (e.g., Wada et al., 1987; Kendall et al., 2001).

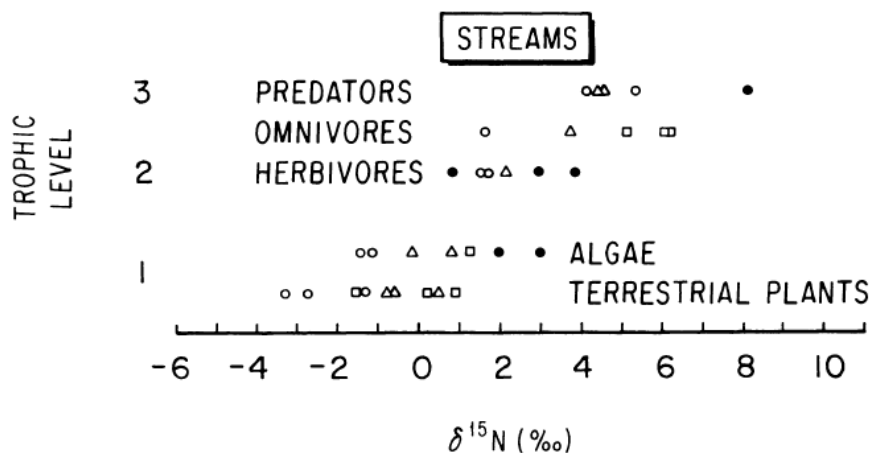


Figure 1-13 : Evolution du $\delta^{15}\text{N}$ au sein des chaînes trophiques des cours d'eaux (valeurs en ‰ par rapport à la composition isotopique moyenne de l'azote atmosphérique ; d'après Fry, 1991).

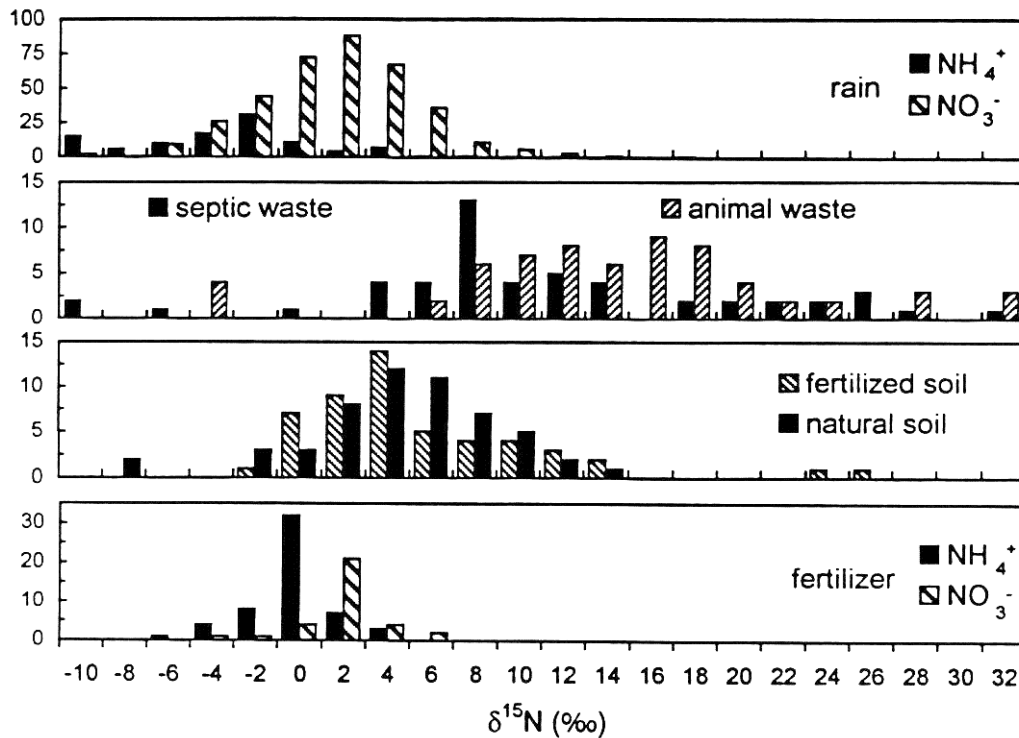


Figure 1-14 : Histogrammes de fréquence des signatures $\delta^{15}\text{N}$ des pluies, des eaux usées, des effluents d'élevage, des sols naturels et fertilisés artificiellement et des fertilisants agricoles. Les chiffres en abscisse correspondent à la borne supérieure de l'intervalle délimité par les tirets (valeurs en ‰ par rapport à la composition isotopique moyenne de l'azote atmosphérique). Données issues de la littérature et rassemblées par Kendall (1998).

Les fertilisants azotés présentent également des signatures $\delta^{15}\text{N}$ caractéristiques, proches de 0 ‰ (Kendall, 1998). Cependant, les gammes de valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ des différentes sources potentielles de MO se recoupent fortement (Figure 1-14), ce qui limite leur utilisation en tant que traceurs à des cas où les signatures des sources sont bien contraintes et significativement différentes (Koiter et al., 2013).

De plus, dans les zones fortement influencées par l'élevage de bétail, des complications liées directement au fractionnement isotopique des ruminants ($\delta^{15}\text{N}$ très différents entre les urines et les matières fécales) peuvent survenir (Steele et Daniel, 1978). Enfin, les algues susceptibles de se développer dans les cours d'eau (et de représenter une source importante de MO) présentent une gamme de $\delta^{15}\text{N}$ étendue qui recouvre celle des sols (Fry, 1991). Le $\delta^{15}\text{N}$ et le $\delta^{13}\text{C}$ ont été utilisés de façon combinée ou de manière indépendante comme traceurs de l'érosion sur les versants (Alewell et al., 2008; Bellanger et al., 2004), de l'origine de la MO des

sédiments transportés par les rivières (e.g., Mariotti et al., 1991; Onstad et al., 2000; Kendall et al., 2001; Bianchi et al., 2007; Hilton et al., 2008; Ellis et al., 2012; Schindler Wildhaber et al., 2012; Huon et al., 2013; Smith et al., 2013) jusqu'aux estuaires (Cai et al., 1988; Hilton et al., 2010; Mariotti et al., 1983; Masiello et Druffel, 2001; Thornton et McManus, 1994; Wada et al., 1987; Wu et al., 2013) et aux sédiments marins (e.g., Huon et al., 2002; Hsu et al., 2014).

En Asie du Sud-Est, ces traceurs ont également été utilisés pour étudier l'impact de la culture sur brûlis sur l'érosion des sols et l'exportation des charbons issus de cette pratique agricole (e.g., Rumpel et al., 2006).

1.1.5. Utilisation de la composition de l'eau (conductivité électrique, $\delta^{18}\text{O}$)

La composition chimique de l'eau est susceptible de fournir de nombreuses informations importantes pour la compréhension des processus liés à l'érosion hydrique, notamment à l'échelle des bassins versants, où l'hydrologie joue un rôle primordial. L'eau est le moteur de l'érosion et le vecteur du déplacement des sédiments le long des versants et du réseau hydrographique. Au cours des crues, l'eau apportée par les précipitations s'ajoute à l'eau préexistante au sein du bassin versant. L'eau présente avant l'évènement pluvieux déclenchant la crue (appelée « eau pré-évènementielle ») inclut l'eau infiltrée dans le sol, stockée dans la zone non-saturée ou ayant atteint la nappe (responsable de l'écoulement de base des cours d'eau pérennes, le cas échéant). Compte-tenu du rôle primordial des eaux évènementielles au cours des crues, de nombreuses études se sont attachées à déterminer leur contribution à l'écoulement total à l'exutoire des bassins versants. Cette procédure, appelée « séparation de l'hydrogramme de crue » (Figure 1-15 ; Figure 1-16) peut être effectuée à l'aide de différents outils visant à déterminer les fractions de divers pôles de mélange dans l'écoulement total. Les approches basées sur la composition chimique des pôles de mélange sont rassemblées sous l'acronyme EMMA (*End-Members Mixing Analysis* ; Christophersen et al., 1990). Parmi les nombreux paramètres hydrogéochimiques disponibles, le plus simple à déterminer est la conductivité électrique, ou CE (parfois désignée « conductance ») de l'eau, qui dépend principalement de sa « minéralisation » (ou « salinité »). Cette mesure reflète sa charge en minéraux dissous sous forme ionique.

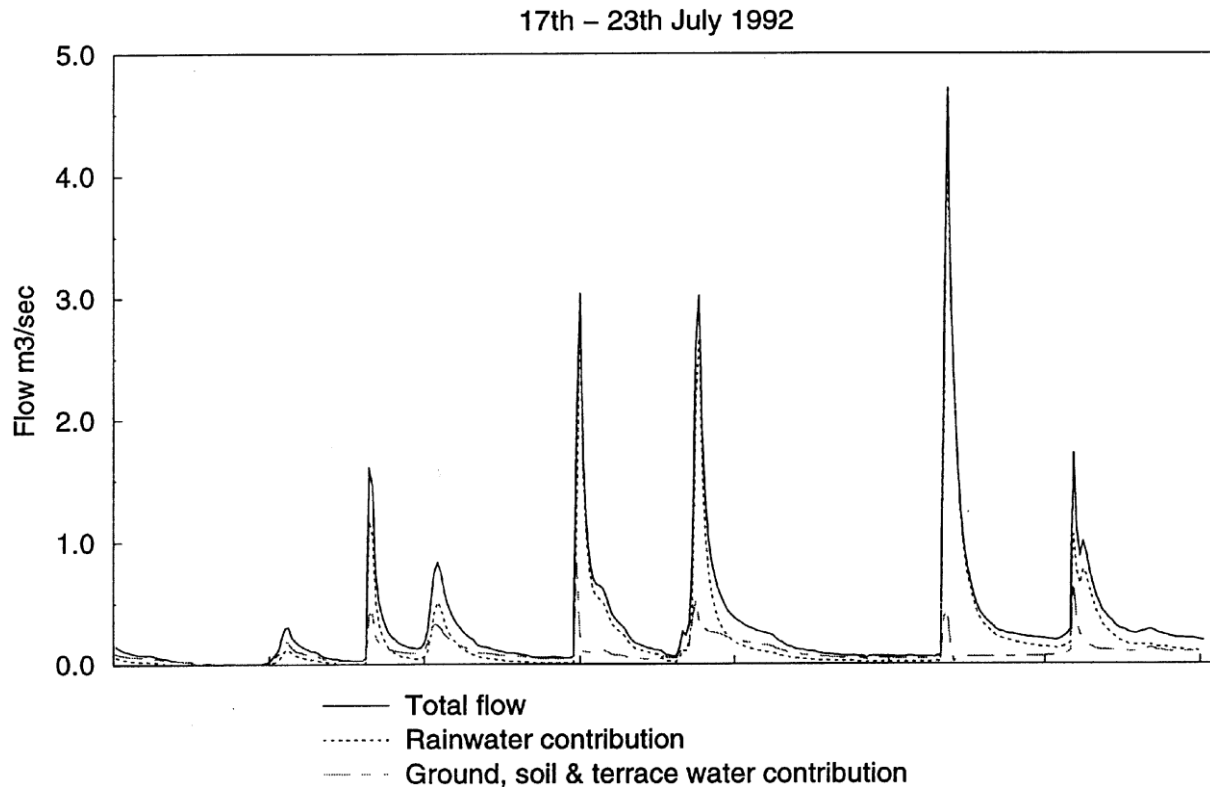


Figure 1-15 : Exemple de séparation d'hydrogramme de crue basée sur le suivi de la conductivité électrique de l'eau dans un bassin versant cultivé au Népal (Collins et Neal, 1998).

Lors de l'évaporation de l'eau, la grande majorité des ions dissous restent dans la phase liquide alors que la vapeur s'élève dans l'atmosphère. La pluie est donc très peu minéralisée et possède une conductivité électrique quasi nulle. En entrant en contact avec la végétation, les minéraux du sol et son eau interstitielle, l'eau issue des précipitations se charge en éléments dissous et sa conductivité électrique augmente (Pilgrim et al., 1979). En s'infiltrant, l'eau se charge peu à peu jusqu'à atteindre une conductivité maximale dans la nappe (e.g., Nakamura, 1971; Sklash et Farvolden, 1979). Les eaux de nappes et de ruissellement présentent généralement des valeurs de conductivité électrique très contrastées, permettant la mise en place de modèles de mélange simples pour déterminer, à partir de la CE intermédiaire de l'écoulement total, les proportions théoriques d'eau de nappe et de ruissellement qu'il contient (Figure 1-15 ; e.g., Nakamura, 1971; Pilgrim et al., 1979; Collins et Neal, 1998). La conductivité électrique de l'eau peut cependant être affectée par différents processus biologiques ou physico-chimiques susceptibles de poser des problèmes de conservativité. Elle peut également être influencée par les rejets anthropiques

dans l'environnement, les eaux usées possédant des CE suffisamment élevées pour avoir un impact sur la signature globale des cours d'eau (Ribolzi et al., 2010), en particulier lorsque leur dilution est faible (hors crues et à l'étiage).

Pour ces raisons, il est intéressant de comparer l'évolution de la CE avec celle d'autres traceurs comme les isotopes stables de l'eau (Lambs, 2000).

L'enrichissement en isotope stable $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la molécule d'eau est beaucoup utilisé comme traceur dans les études hydrologiques. Il est étudié seul ou en combinaison avec le rapport $^2\text{H}/^1\text{H}$ qui présente généralement des variations similaires (Dansgaard, 1964). Une revue récente de l'utilisation des isotopes stables de l'eau pour la séparation des hydrogrammes de crue a été publiée par Klaus et McDonnell (2013). L'intérêt principal de ce traceur est sa conservativité au cours du transport de l'eau au sein des bassins versants (Buttle, 1994; Klaus et McDonnell, 2013). Il est exprimé sous forme de $\delta^{18}\text{O}$ comparé au rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ du standard V-SMOW (Vienna - Standard Mean Ocean Water; Gonfiantini, 1978). Lors de l'évaporation de l'eau (principalement à la surface des océans), les isotopes légers sont préférentiellement retirés de la phase liquide et concentrés dans la phase gazeuse, aboutissant à un fractionnement isotopique selon une distillation de Rayleigh (Dansgaard, 1964). Une fois dans l'atmosphère, les molécules d'eau sont transportées jusqu'à ce qu'elles se condensent, entraînant un nouveau fractionnement, appauvrissant en isotopes lourds (^{18}O) la phase gazeuse au profit des gouttelettes d'eau des nuages. Lors du déplacement des masses d'air et des nuages au-dessus des continents, des épisodes de précipitation successifs surviennent, produisant une pluie chaque fois moins enrichie en ^{18}O au fur et à mesure que le stock du nuage s'appauvrit, du fait du fractionnement isotopique lié à la formation des gouttes de pluie (e.g., Dansgaard, 1964; Siegenthaler, 1979; McGuire et McDonnell, 2004). On observe ainsi un effet de l'éloignement de la source d'évaporation de l'eau sur le $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie (Dansgaard, 1964). Lors des orages, l'intensité de la pluie, l'altitude de formation des gouttes et leur évaporation durant la chute peuvent également affecter le $\delta^{18}\text{O}$ (e.g., Dansgaard, 1953; Bleeker et al., 1966). Un effet d'altitude a aussi été démontré, avec des diminutions de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre -0.15 et -0.50 ‰ par augmentation de 100 m d'altitude (Clark et Fritz, 1997; McGuire et McDonnell, 2004; O'Driscoll et al., 2005).

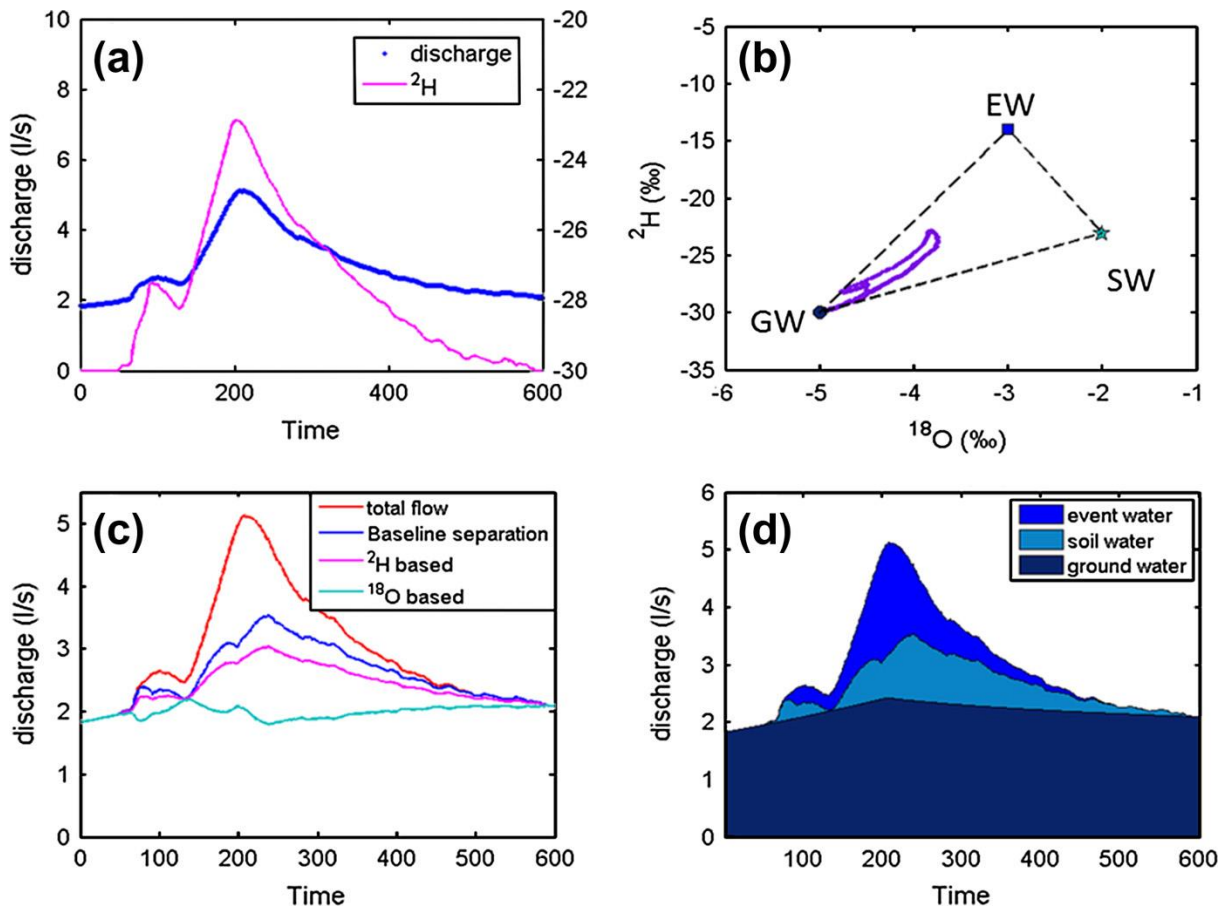


Figure 1-16 : Exemple de séparation d'hydrogramme de crue en contributions d'eau de nappe, eau du sol et eau des précipitations, à l'aide des variations isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ (Klaus et McDonnell, 2013).

Ces techniques ont permis de mettre en évidence de nombreux processus et notamment la contribution importante des eaux souterraines à l'écoulement total lors des crues (Figure 1-16 ; e.g., Sklash et Farvolden, 1979; Ribolzi et al., 2000; Ladouche et al., 2001). Cependant, elles restent souvent semi-quantitatives en raison des incertitudes portant sur la validité des conditions requises pour l'application de la méthode, et qui sont résumées ci-dessous (d'après Klaus et McDonnell, 2013) :

- Les signatures isotopiques des pôles doivent être significativement différentes ;
- Les signatures isotopiques des pôles doivent être constantes au cours de la crue ou leurs variations doivent être connues ;

- La contribution de l'eau de la zone non-saturée doit être négligeable ou elle doit avoir la même signature isotopique que les eaux de nappe ;
- Les eaux potentiellement stockées en surface doivent peu contribuer à l'écoulement.

La variabilité spatio-temporelle de la composition des pôles de mélange est particulièrement problématique et compliquée à déterminer et à prendre en compte (e.g., McDonnell et al., 1990; Harris et al., 1995).

Il est donc important d'analyser des paramètres complémentaires de natures différentes tels que la CE (ou certains ions en particuliers) et le $\delta^{18}\text{O}$ (ou le $\delta^2\text{H}$), permettant une inter-comparaison des traceurs pour contraindre les contributions respectives des différents pôles de mélange (e.g., Sklash et Farvolden, 1979; Ribolzi et al., 2000; Ladouche et al., 2001).

1.3 Conclusion de la synthèse bibliographique : identification des verrous scientifiques

L'analyse de la littérature scientifique présentée dans les sections précédentes a permis de mettre en évidence l'intérêt particulier de l'étude de l'érosion des sols et du transport des sédiments et de la matière organique dans les petits bassins versants montagneux d'Asie du Sud-Est. On a également présenté les outils développés pour le traçage des sédiments, de la matière organique associée et de l'eau qui les transportent, afin de comprendre le cheminement des particules. Au terme de cette synthèse, il apparaît judicieux de mettre en place des approches simples et combinant des traceurs de natures complémentaires afin d'identifier les biais méthodologiques potentiels liés à la non-conservativité éventuelle de certains traceurs. On s'intéressera, dans les travaux présentés ici, au traçage des sources et à la quantification de la dynamique des sédiments dans le bassin de la Houay Xon au Laos en s'efforçant de répondre aux questions suivantes:

- Quelle est la contribution de l'érosion des sols de surface par rapport à l'érosion des ravines et des berges (sols de subsurface) à l'export global de sédiments et de carbone organique des bassins versants ?

Chapitre 1. Synthèse bibliographique

- Parmi les sédiments exportés des bassins versants, quelle fraction a été érodée récemment et que représente la contribution des sédiments remobilisés par la crue?
- Quelle est la contribution des eaux de ruissellement au flux d'eau à l'exutoire et comment évolue-t-elle au cours des crues ?
- Quelles quantités de sédiments et de carbone organique sont exportées des petits bassins versants de montagne lors des crues de début de mousson ?

Un certain nombre de verrous scientifiques ont par ailleurs été soulignés, et l'on s'attachera à les lever dans les chapitres suivants :

- Comment évolue la signature du ruissellement (^7Be , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, CE, $\delta^{18}\text{O}$) au cours des événements pluvieux par rapport à celle de la pluie ?
- Dans quelle mesure cette variation impacte-t-elle l'évolution de la composition des cours d'eau et des matières en suspension au cours des crues ?
- Quelle est la variabilité spatio-temporelle des retombées de radionucléides au cours des orages de début de mousson et comment la prendre en compte dans l'utilisation de la méthode ^7Be - $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$?
- Comment contraindre l'origine des sédiments afin d'éviter les (possibles) confusions entre les différents processus susceptibles d'affecter le rapport ^7Be - $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ des sédiments ?

Le chapitre suivant présente le site d'étude, le matériel utilisé et les méthodes employées afin de répondre à ces diverses questions. Les résultats obtenus, leur interprétation et discussion font l'objet des quatre chapitres qui suivent, présentés sous forme d'articles rédigés en anglais (résumés, introduits et conclus en français).

Chapitre 2

Présentation du site d'étude

-

Matériels et Méthodes

Chapitre 2. Présentation du site d'étude - Matériels et Méthodes

2.1 Préambule

Dans le chapitre précédent, le contexte bibliographique a été présenté, les principaux verrous scientifiques ont été identifiés, et les techniques sélectionnées pour l'étude de l'érosion et des transferts de sédiments et de matières organiques au sein des bassins versants ont été décrites. Ce second chapitre abordera tout d'abord la présentation du site d'étude choisi. Il présentera ensuite l'instrumentation mise en place et enfin les techniques d'analyses et les méthodes de calcul utilisées.

La première partie a pour objectif de fournir les caractéristiques du bassin versant étudié (localisation, climat, géologie, pédologie, occupation des sols, topographie). Etant donné que ce bassin versant a été instrumenté et étudié dans le cadre du programme MSEC (*Multi-Scale Environmental Changes*) depuis 1999, de nombreux articles ont déjà été publiés sur l'érosion des sols au sein de ce site et en particulier sur l'amont du bassin du Houay Pano. Nous nous efforcerons de résumer les résultats obtenus lors de ces précédentes études afin de fournir au lecteur un aperçu aussi complet que possible du fonctionnement du site et de son évolution au cours de la dernière décennie.

Il est important de souligner que l'instrumentation utilisée lors des trois missions de terrain (Figure 2-1) afin de prélever les différents types d'échantillons (eau de pluie, eau de rivière, sédiments, ruissellement) analysés dans le cadre de cette thèse, a également fortement bénéficié du matériel et des infrastructures pérennes qui équipent le bassin, ainsi que de l'expertise des chercheurs, techniciens et assistants de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et de l'Université Pierre et Marie Curie (UPMC) qui travaillent depuis longtemps sur le site de Houay Pano en collaboration avec le NAFRI (*National Agriculture and Forestry Research Institute*) à Vientiane. L'acquisition des échantillons et des données de suivi sur le terrain a donc été possible grâce à la participation de nombreuses personnes et constitue le fruit d'un travail collaboratif entre plusieurs équipes de l'IRD, de l'UPMC et du LSCE, collaboration initiée dès 2000.

De même, les nombreuses analyses réalisées sur les échantillons collectés ont été en grande partie effectuées par les personnels en charge des instruments dans les différents laboratoires partenaires au sein des projets Belcrue et Belkong dans le cadre desquels s'est inscrite cette thèse. Ces deux projets ont été financés par le CNRS via l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) et l'initiative structurante « Ecosphère Continentale et Côtière » (EC2CO) à travers l'action thématique « Biogéochimie, hydrologie et fonctionnement des écosystèmes » (BIOHEFFECT).

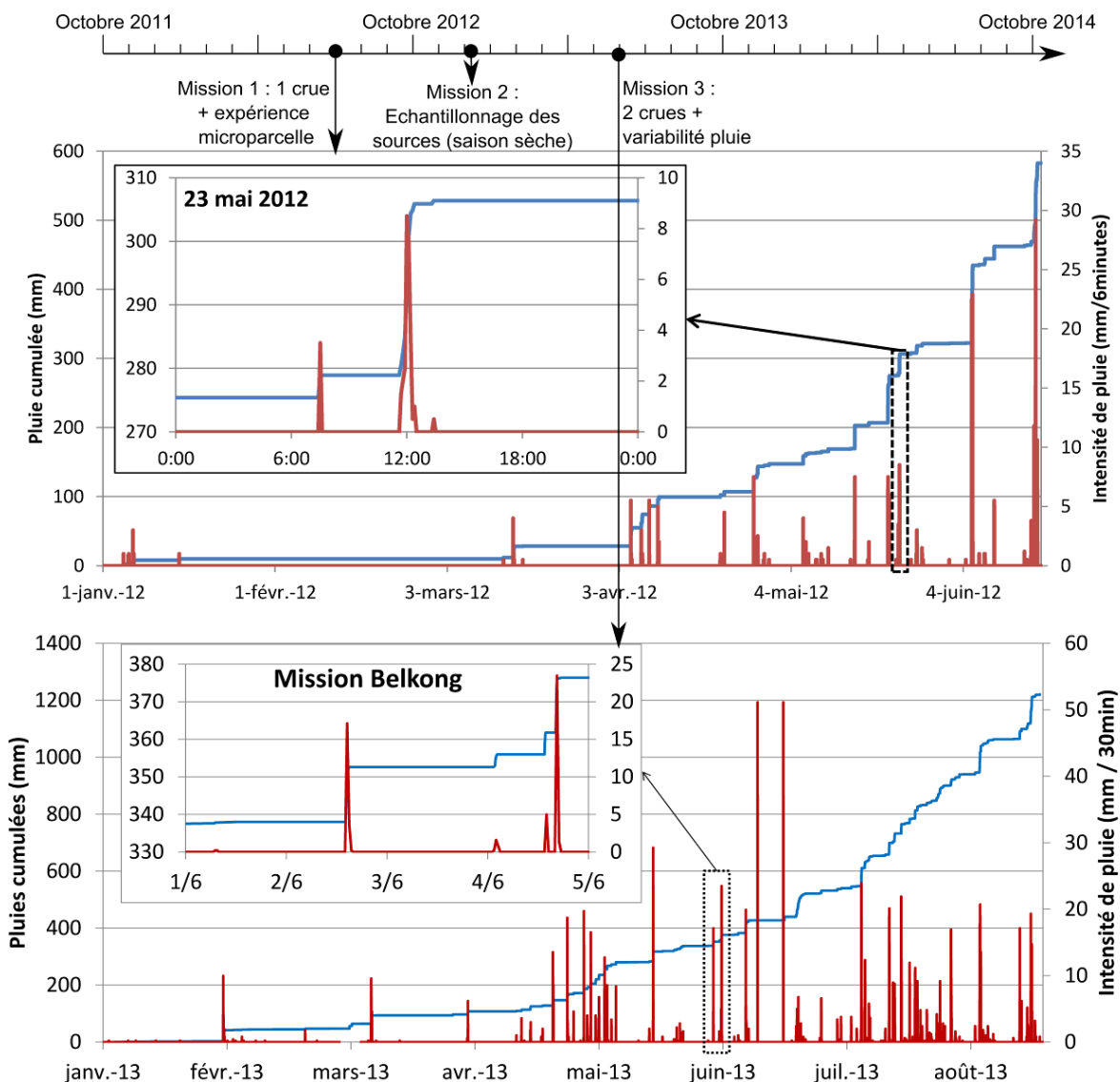


Figure 2-1 : Récapitulatif des missions de terrain réalisées et localisation des événements étudiés par rapport aux cumuls de pluie depuis le 1^{er} janvier de chaque année.

La seconde partie détaillant les méthodes inclut également une section présentant les résultats des expériences préliminaires réalisées en laboratoire afin de déterminer et de valider le protocole à suivre par la suite lors des missions de terrain. En effet, afin d'analyser les activités en radionucléides des eaux de pluies récoltées sur le terrain, plusieurs litres d'eau sont nécessaires. Pour pouvoir transporter ces échantillons en France, il faut réduire leur volume sur place, par évaporation de l'eau ou par précipitation des radionucléides. Les résultats des tests d'évaluation de différents protocoles afin de récupérer ces radionucléides sous forme sèche sont présentés. Le protocole appliqué sur le terrain lors des missions est ensuite décrit.

L'organisation de ce chapitre s'efforce de respecter la logique chronologique des différentes analyses réalisées et se termine par la description des méthodes de traitement des données brutes.

2.2 Présentation du site d'étude

2.2.1. Localisation

Le site d'étude se trouve en Asie du Sud-Est, dans le Nord du Laos, à environ 200km au nord de l'actuelle capitale de la République Démocratique Populaire Lao, Vientiane. Le bassin versant de la Houay Xon est situé au Sud-Est de la ville de Luang Prabang (53 792 habitants en 2012). Cette ville qui fut la capitale du pays au cours des derniers siècles est classée au patrimoine mondial de l'Unesco et constitue donc l'une des premières destinations touristiques du pays. La rivière Houay Xon, longue d'une dizaine de kilomètres, se jette dans la rivière Nam Dong, quelques centaines de mètres avant la confluence de celle-ci avec le Mékong (Figure 2-2). Elle draine un bassin topographique d'environ 22,4 km², situé entre 19,81 et 19,87° de latitude Nord et entre 102,11 et 102,18° de longitude Est. Ses deux principaux affluents permanents sont la Houay Thong (5,7 km² ; rive gauche) et la Houay Pano (0,67 km² ; rive droite). Le bassin versant de Houay Pano a été instrumenté depuis 1999 par l'IRD jusqu'à son exutoire à Ban Lak Sip (littéralement « village du km 10 », situé à 10 km de Luang Prabang sur la route nationale 13 en direction de Vientiane). Une station de mesure pérenne a également été installée sur la Houay Xon à Ban Donkang. La population du bassin de la Houay Xon est en augmentation depuis le début des années 2000 et était de 6251 habitants en 2007 (Ribolzi et al., 2010). Il est probable qu'elle ait encore augmenté de manière

significative au cours des 6 dernières années, mais il n'a pas été possible d'obtenir de chiffres de recensement plus récents.

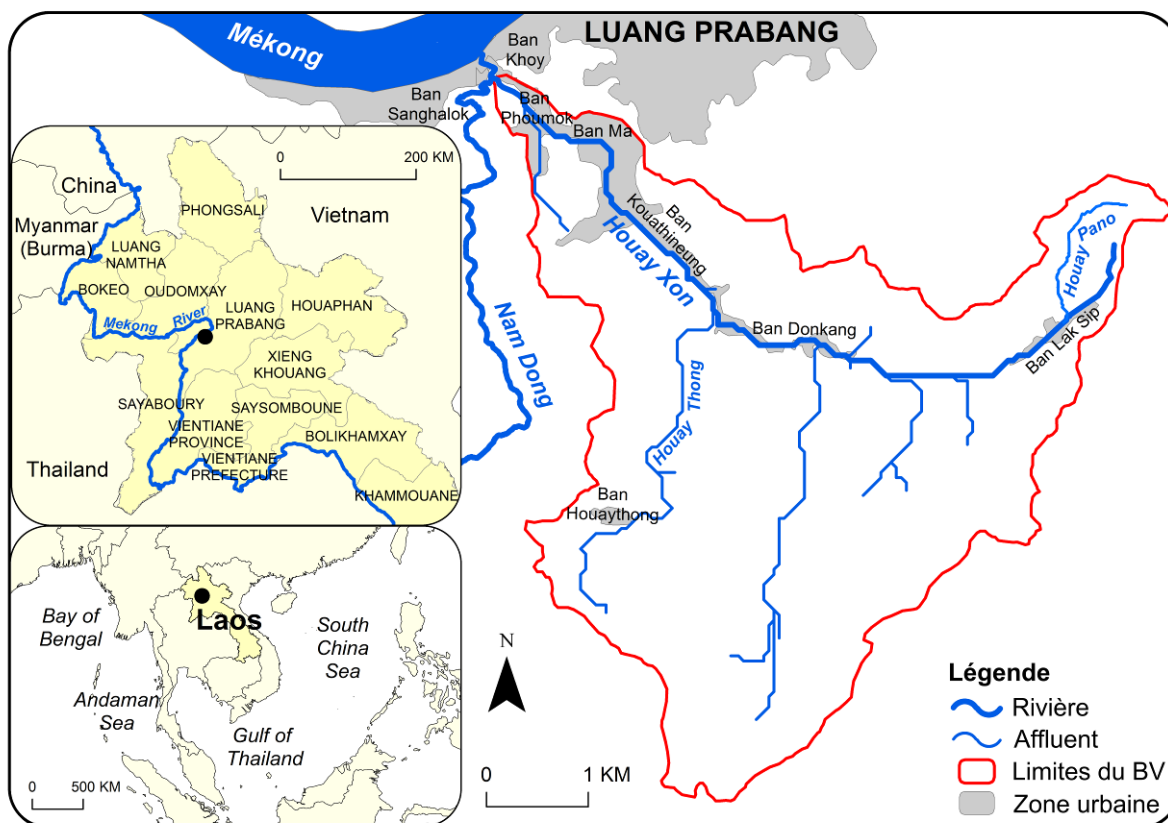


Figure 2-2 : Localisation du site d'étude, limites du bassin versant de la Houay Xon et tracé des principaux cours d'eau et zones résidentielles.

2.2.2. Climat

La région de Luang Prabang est soumise à un climat tropical caractérisé par un régime de mousson caractérisé par la succession d'une saison chaude et humide (avril-septembre) puis d'une saison sèche et plus fraîche (octobre-mars). La température annuelle moyenne est de 25,3°C (Ribolzi et al., 2011). Les précipitations moyennes annuelles atteignent environ 1302 mm et 85% de ce cumul tombe durant la mousson (Bricquet et al., 2003; Ribolzi et al., 2008). Une forte variabilité est observée tant au niveau des précipitations mensuelles que des cumuls annuels (± 364 mm par rapport à la moyenne; Figure 2-3). En mai-juin, au début de la mousson, les précipitations deviennent plus importantes (Figure 2-3) et les fortes pluies déclenchent les premières crues érosives de l'année. Cette période a donc été choisie pour les missions d'échantillonnage en crue qui ont été réalisées en 2012 et

2013. Durant ces deux mois, les vents de mousson proviennent principalement du sud-ouest (Vuille et al., 2005; Wang et al., 2003), apportant des masses d'air depuis le Golfe de Martaban (Nord de la Mer d'Andaman, Figure 2-2).

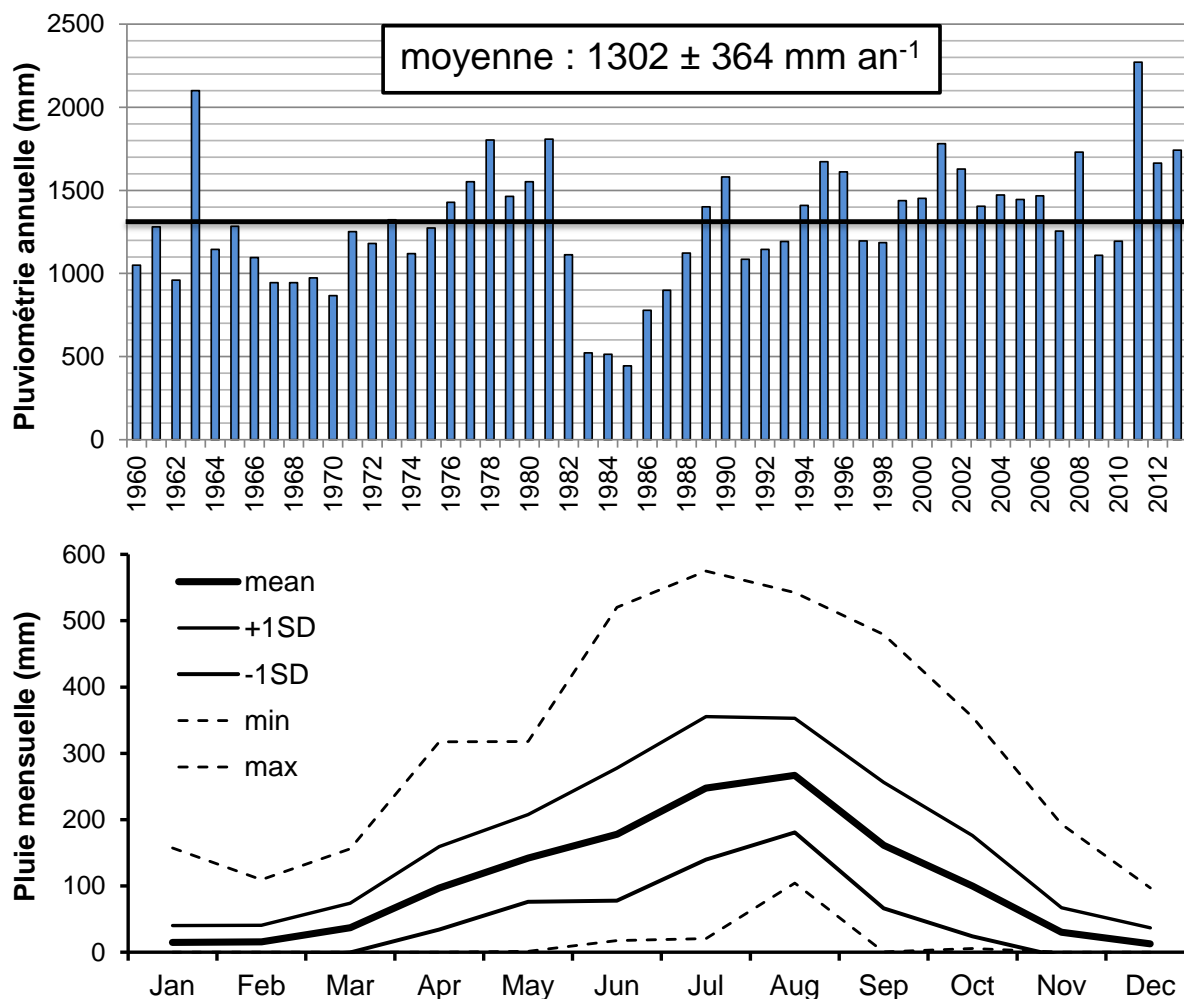


Figure 2-3 : Pluviométrie annuelle cumulée (haut) et pluviométrie mensuelle moyenne, minimale et maximale (bas) mesurées à Luang Prabang de 1960 à 2013 (données : Hydro-meteorological Department of Lao PDR).

Une analyse statistique des précipitations journalières à Luang Prabang a été réalisée par Bricquet et al. (2003) et a permis de calculer les périodes de retour des pluies au pas de temps journalier, présentées dans le Tableau 2-1.

Tableau 2-1 : Périodes de retour des pluies maximales journalières à Luang Prabang (Bricquet et al., 2003)

Période de retour (années)	1.0	1.1	2	10	100
Hauteur d'eau (mm)	34.7	50.7	79.2	121.0	168.1

Le cumul pluviométrique journalier le plus élevé enregistré entre 1960 et 2003 a atteint 180,7 mm, supérieur à la pluie centennale (Tableau 2-1).

2.2.3. Topographie

A l'exception des terrasses alluviales du Mékong (270-300 m d'altitude au-dessus du niveau de la mer), la région de Luang Prabang, est montagneuse, avec des sommets supérieurs à 1000 m à moins de 10 km du centre-ville et supérieurs à 2000 m à moins de 30 km de la ville (à vol d'oiseau).

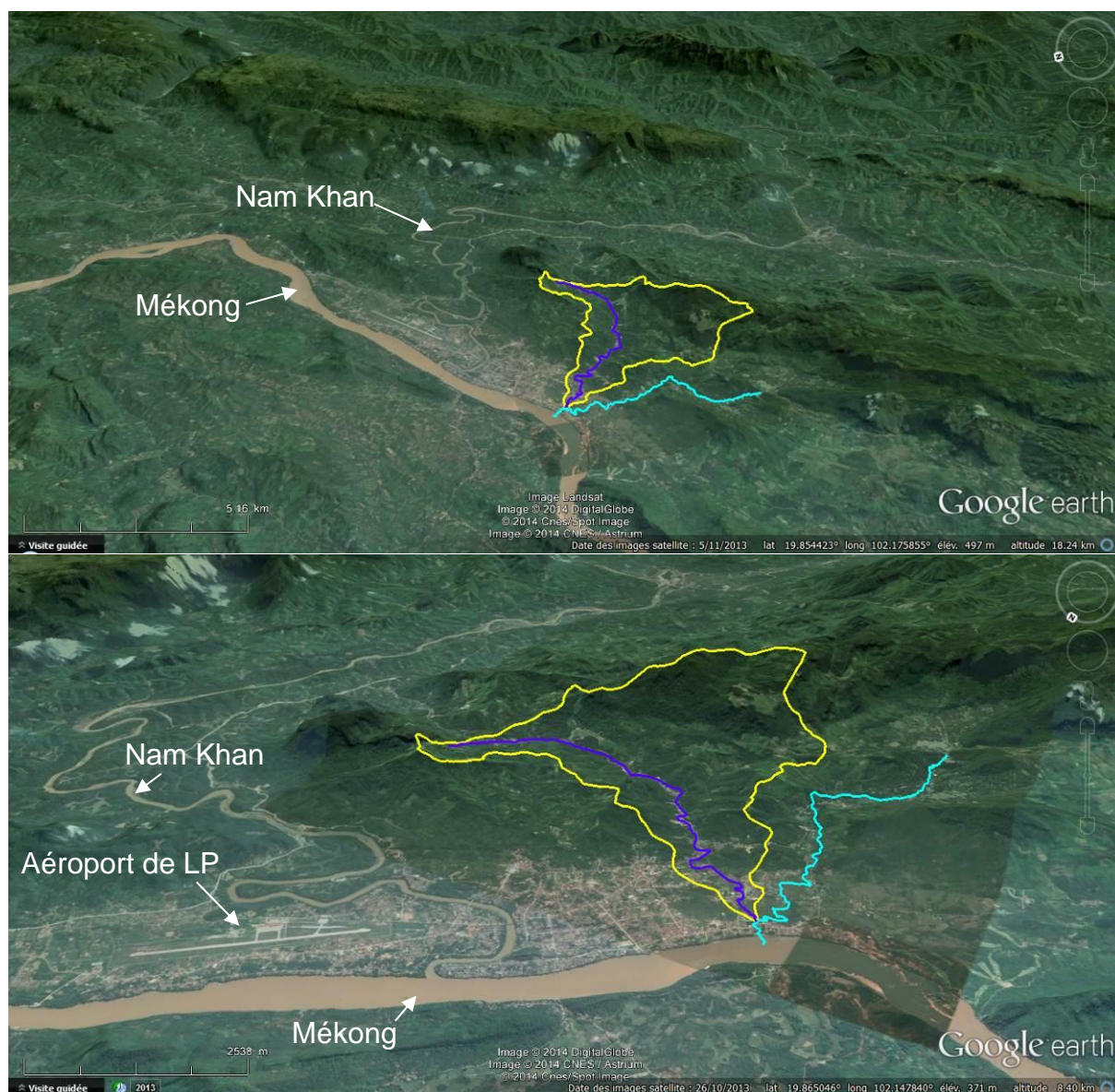


Figure 2-4 : Vues aériennes du bassin versant de la Houay Xon et de la région de Luang Prabang (logiciel *Google Earth*, images satellite prises fin octobre-début novembre 2013). Légende : contours du BV en jaune, cours de la Houay Xon en bleu foncé, cours de la Nam Dong en bleu clair.

Les plaines (de 0 à 2% de pente) couvrent moins de 1% de la surface de la province de Luang Prabang (MSEC, 1999). Le bassin versant de la Houay Xon est situé à l'extrémité nord-est d'une petite chaîne de montagnes de 40 km de longueur orientée NE-SO dont le point culminant est situé à environ 1530 m d'altitude.

Au sein du bassin de la Houay Xon, l'altitude varie de 275 à 1300 m (Figure 2-5). Des pentes très fortes ont été mesurées, notamment dans le bassin de Houay Pano, avec des gradients atteignant 350% sur certains versants (Chaplot et al., 2005b). La géomorphologie du bassin est caractérisée par une forte connectivité hydro-sédimentaire des versants avec le réseau hydrographique.

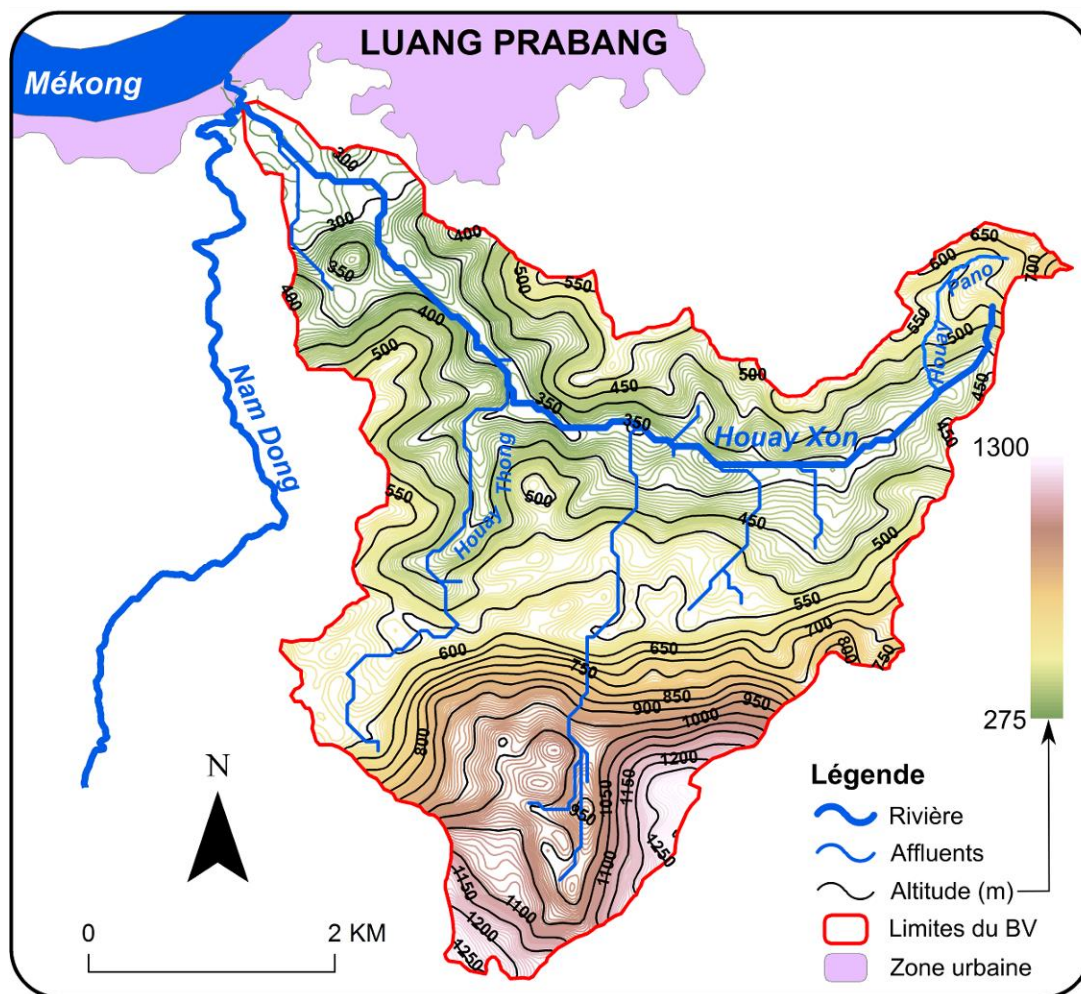


Figure 2-5 : Carte topographique du bassin versant de la Houay Xon

2.2.4. Géologie et pédologie

Le bassin versant est situé sur des terrains du Permien et du Carbonifère supérieur, principalement composés de roches sédimentaires plus ou moins métamorphisées,

incluant des argilites, des siltites, des schistes, des marnes et des grès fins (Valentin et al., 2008). Des falaises calcaires surplombent l'amont du bassin de Houay Pano (Huon et al., 2013) et on en retrouve quelques gros blocs (environ 2 m de diamètre) en contrebas (Figure 2-6). Les sols sont relativement épais et atteignent par endroits plusieurs mètres d'épaisseur (Chaplot et al., 2009) tandis que la roche sous-jacente n'affleure généralement qu'au niveau des crêtes et dans certaines sections du lit des cours d'eau (Figure 2-6).

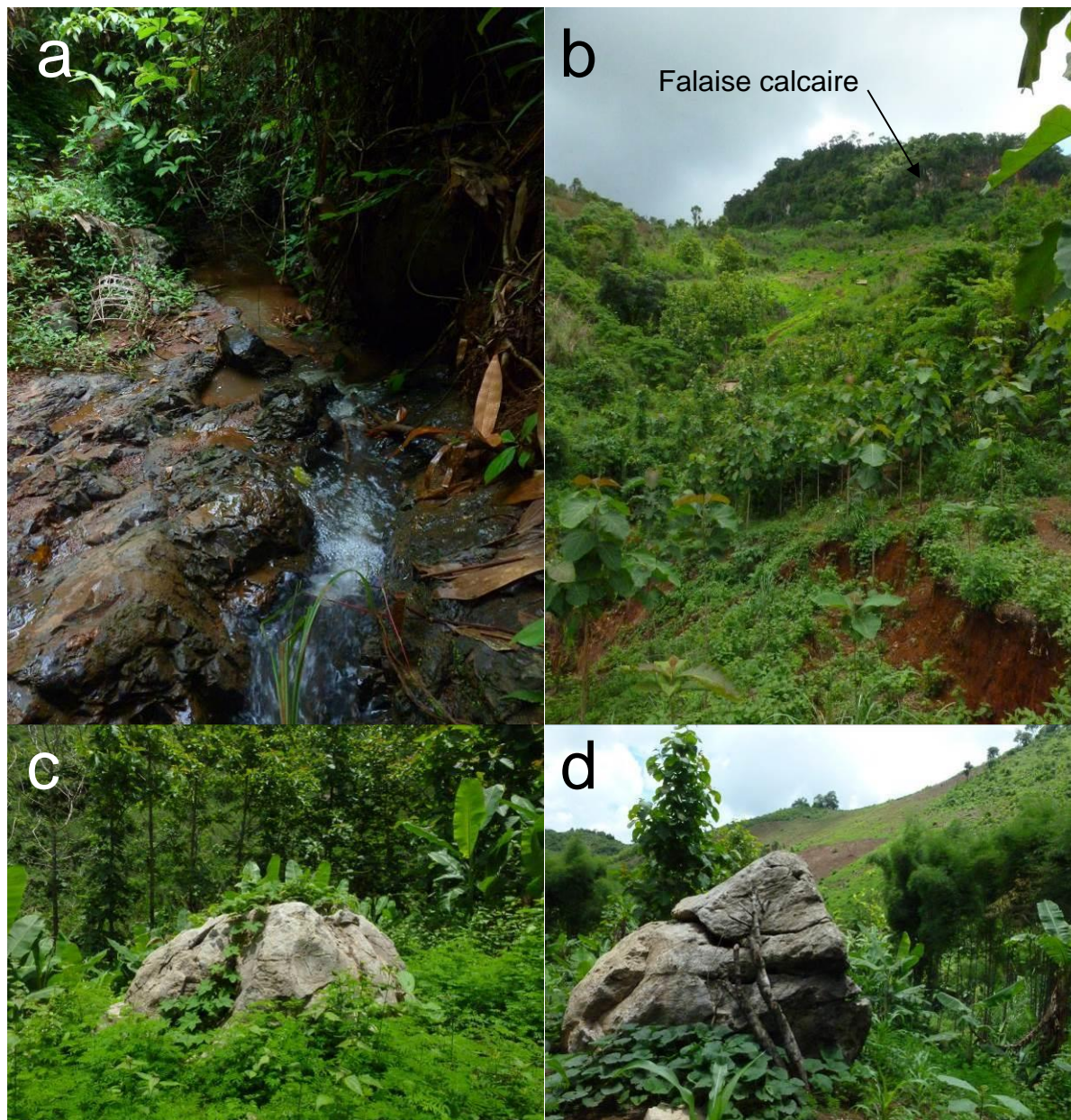


Figure 2-6 : (a) Socle rocheux affleurant dans le lit du Houay Pano ; (b) vue de l'amont du bassin de Houay Pano et de la falaise calcaire envahie par la végétation qui surplombe le versant ; (c) et (d) blocs calcaires situés dans le bassin en contrebas de la falaise (photographies prises en mai 2012).

Les sols du bassin de Houay Pano sont principalement limono-argileux (Valentin et al., 2008), et classés comme Alfisols sur les versants et comme Inceptisols au niveau des crêtes (UNESCO, 1974). Les Alfisols sont modérément fertiles, ils contiennent 47 à 60% d'argiles (principalement des kaolinites et des illites ; Huon et al., 2013) entre 0 et 35 cm de profondeur (Chaplot et al., 2009) et des pH compris entre 5,5 et 6,2 (MSEC, 1999). Les Inceptisols sont peu profonds (<50 cm) et contiennent entre 27 et 48% d'argiles (kaolinites interstratifiées de vermiculites, chlorites et smectites ; Huon et al., 2013). Ils sont considérés comme modérément fertiles, et présentent un pH de 6,5 environ (MSEC, 1999).

Les sols du bassin versant de la Houay Xon sont classés, selon la *World Reference Base for Soil Resources* (WRB), en tant qu'Acrisols dans toute la partie amont et en tant que gleyic Cambisols dans l'aval du bassin (Figure 2-7), au niveau des terrasses alluviales du Mékong. Les Acrisols possèdent un horizon argileux à forte capacité d'échange cationique dans le premier mètre d'épaisseur. Les Cambisols sont des sols peu développés, avec des horizons peu différenciés (FAO, 2006). Ils constituent généralement de bonnes terres agricoles, et font l'objet de cultures intensives (Vezina et al., 2006).

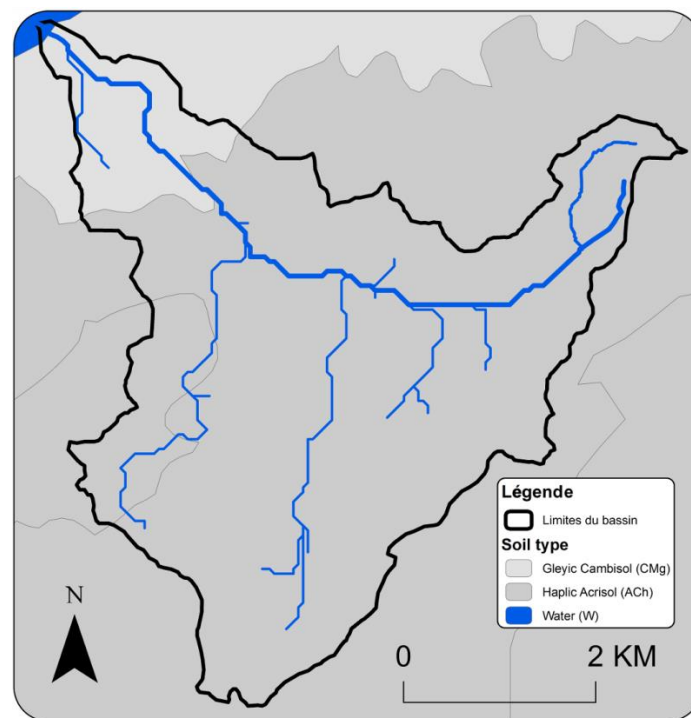


Figure 2-7 : Pédologie du bassin de la Houay Xon selon la *World Reference Base for Soil Resources*

2.2.5. Occupation des sols

La carte d'occupation des sols du bassin versant de la Houay Xon en 2012 est présentée à la Figure 2-8.

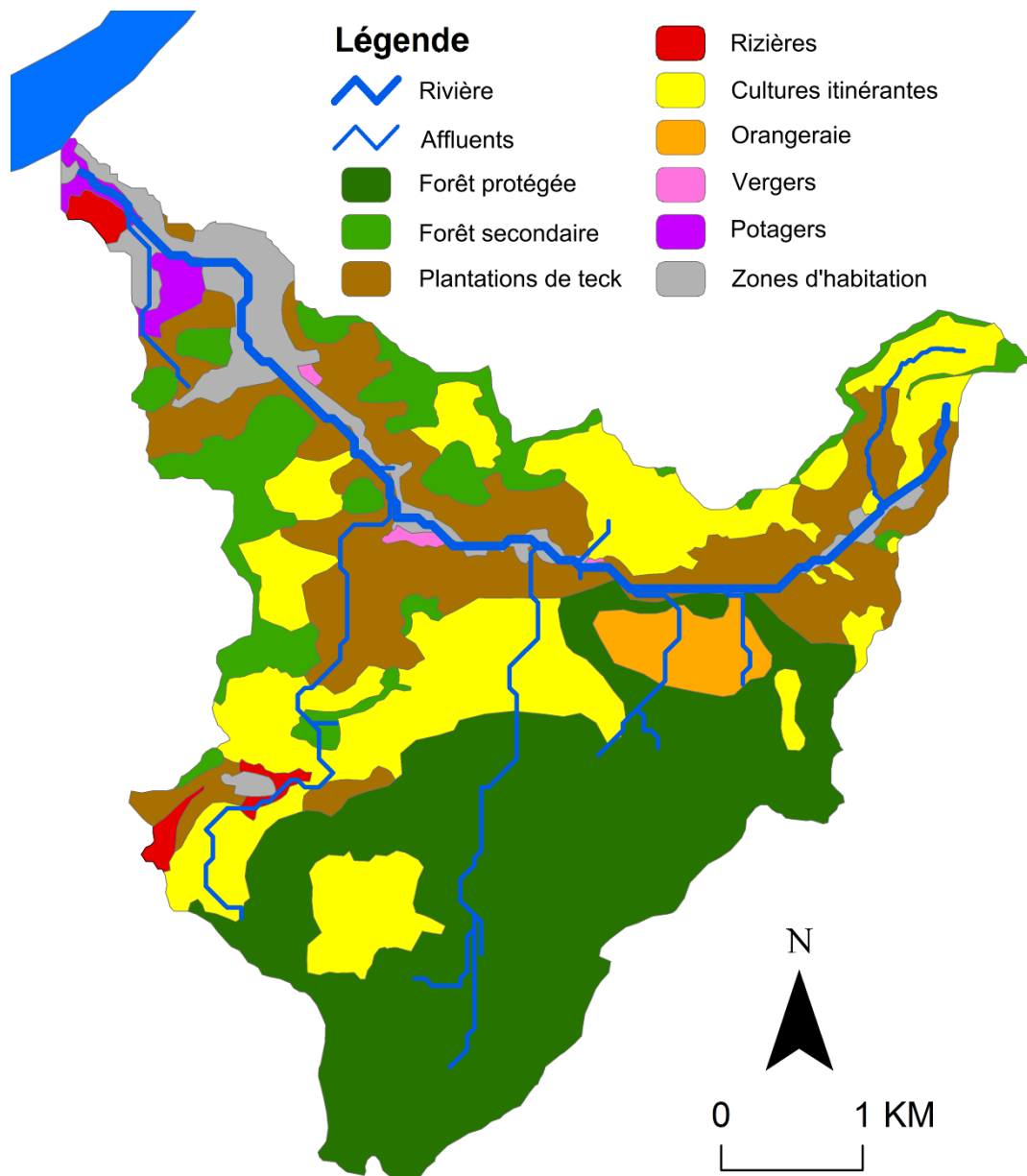


Figure 2-8 : Carte d'occupation des sols du bassin de la Houay Xon en 2012

Les forêts protégées couvrent 36% de la surface totale du bassin, tandis que les forêts secondaires occupent seulement 9% du territoire. Les plantations de teck, peu étendues au début des années 2000 (<7% dans le bassin de Houay Pano) représentent désormais 20% de la surface totale drainée par la Houay Xon, et sont

majoritairement localisées sur les versants proches de la rivière (Figure 2-8). Environ 65% de la superficie du bassin sont donc boisés. La culture itinérante sur brûlis concerne près de 24% des terres (jachères incluses) tandis que seulement 1% de la surface est occupé par des rizières. Environ 4% de la surface du bassin sont consacrés à des vergers et potagers. Enfin, les zones résidentielles couvrent les 6% restants du territoire, principalement le long des berges de la rivière et notamment dans sa section aval, proche de Luang Prabang.

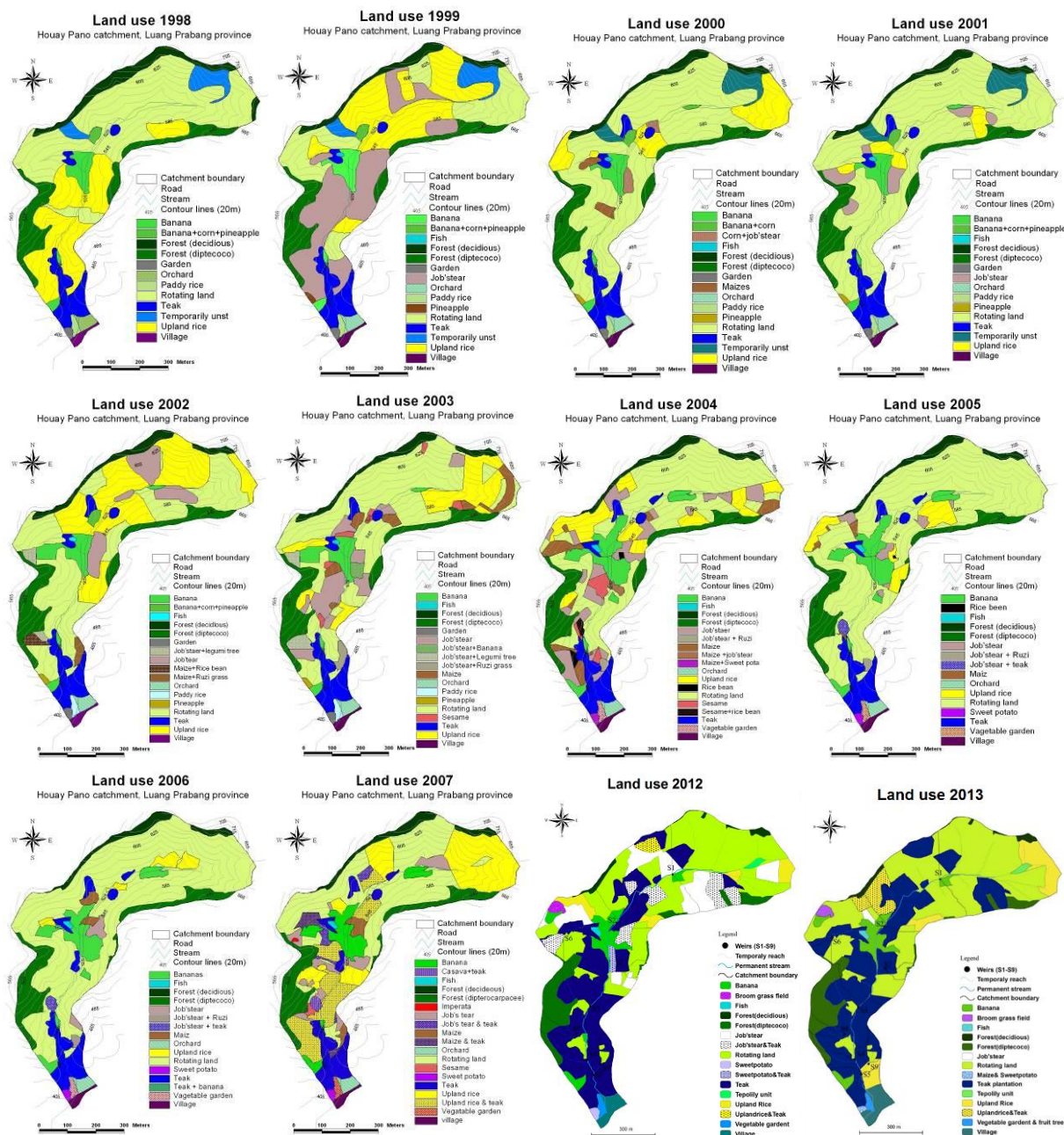


Figure 2-9 : Evolution de l'occupation des sols dans le bassin de Houay Pano de 1998 à 2007 et en 2012-2013. Surface en bleu foncé = teck.

Dans le bassin amont de Houay Pano, majoritairement agricole, l'occupation des sols a été suivie depuis 1998 (Figure 2-9). Durant cette période, les habitants de Ban Lak Sip y ont fait pousser notamment du riz (*Oryza sativa* L.), des bananiers (*Musa* L.), du maïs (*Zea mays subsp. Mays* L.), des Larmes de Job (*Coix lacryma-jobi* L.), du sésame (*Sesamum indicum* L.), des patates douces (*Ipomoea batatas* Lam.), du manioc (*Manihot esculenta* Crantz), des arbres fruitiers, des légumes, des ananas (*Ananas comosus* Merr.), des graminées et de plus en plus de teck (*Tectona grandis* L.f.), en particulier depuis 2007.

2.2.6. Ravinement et glissements de terrain

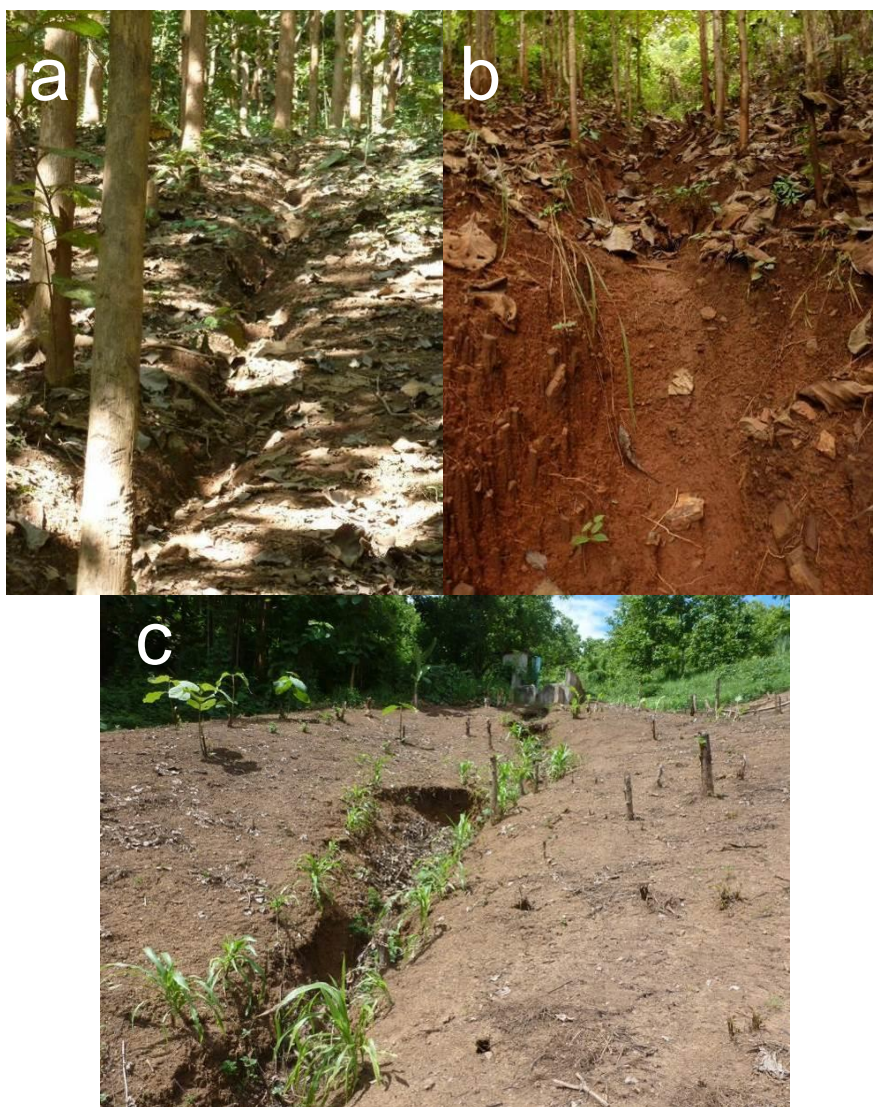


Figure 2-10 : (a) rigole (10 cm de profondeur), (b) ravine à un stade plus avancé (20 à 70 cm de profondeur) et (c) ravine profonde (>1m de profondeur) observées à différents endroits au sein du bassin de Houay Pano (a et b : décembre 2012 ; c : juin 2013).

Lors des trois campagnes de terrain réalisées, quelques rigoles et quelques ravines ont été observées à différents endroits du bassin de Houay Pano et de la Houay Xon (Figure 2-10). Cependant, leur activité n'a pas pu être observée durant les crues étudiées. Des motifs d'érosion linéaire tels que des ravines ont été observés dans le bassin de Houay Pano depuis de nombreuses années et ont fait l'objet de publications spécifiques (Chaplot et al., 2005a, 2005b). Ces travaux ont montré que ces processus érosifs contribuaient fortement à l'augmentation des exportations de sédiments dans le bassin, non pas en tant que source de sédiments érodés, mais à cause de leur rôle de canalisation du ruissellement, accroissant considérablement la connectivité des zones érodées des versants avec le cours d'eau (Chaplot et al., 2005a). Ils ont également souligné la forte variabilité de l'évolution spatio-temporelle (extension/incision progressive) de ces processus d'érosion en ravines selon les versants, les cultures mises en place et les pluies d'une année à l'autre.

Des petits glissements de terrain de quelques dizaines de m³, antérieurs à 2012, ont également été observés lors des campagnes de terrain (Figure 2-11).



Figure 2-11 : Glissements de terrain (assurant une connexion entre le versant et le ruisseau) observés dans le bassin versant de Houay Pano en Mai 2012.

L'analyse d'images satellites du site d'étude prises en octobre 2013 (via le logiciel *Google Earth*), a révélé l'existence de glissements de terrain de beaucoup plus grande envergure (jusqu'à environ 2000 m² de surface décapée) à proximité des crêtes qui forment la limite ouest du bassin versant (Figure 2-12). Ces images

satellite ont également permis d'identifier des sites de construction sur des versants directement connectés à la Houay Xon. Ces zones récemment déboisées (2012) étaient encore à nu lors des crues analysées en 2013 (cf. chapitre 6).



Figure 2-12 : Glissements de terrain antérieurs au 9/10/2013 et sites de construction mis en place en 2012 (images satellite- Google Earth 2014). La ligne bleue représente le cours de la Houay Xon.

2.3 Matériels et méthodes

Les sections suivantes présentent les caractéristiques de l'échantillonnage réalisé, la description du matériel de mesure utilisé sur le terrain et les méthodes analytiques employées afin de déterminer la composition des échantillons.

2.3.1. Limites des différents sous-bassins emboîtés

Afin de suivre l'évolution des sources et la dynamique des sédiments transportés par les cours d'eau à travers le site d'étude durant les crues, cinq à dix stations (en 2012 et 2013, respectivement) ont été utilisées. Les zones drainées par chacune de ces stations sont représentées sur la Figure 2-13 et les surfaces correspondantes sont indiquées dans le Tableau 2-2. Les stations S1, S4, S7, S8 et S10 ont été mises en place par l'IRD avant le début de cette étude, ainsi que d'autres stations (S2, S3, S6 et S9) non représentées qui n'ont pas été suivies durant les crues de 2012 et 2013 (elles ne sont plus opérationnelles). Les stations HX2, HX3, HT1, HP1 et BLS ont été

mis en place temporairement lors de la mission de juin 2013. L'emboîtement de stations utilisé couvre une large gamme d'échelles spatiales, allant de versants de 0,6 hectares (S7 et S8) jusqu'à 19,8 km² pour HX2 (Tableau 2-2).

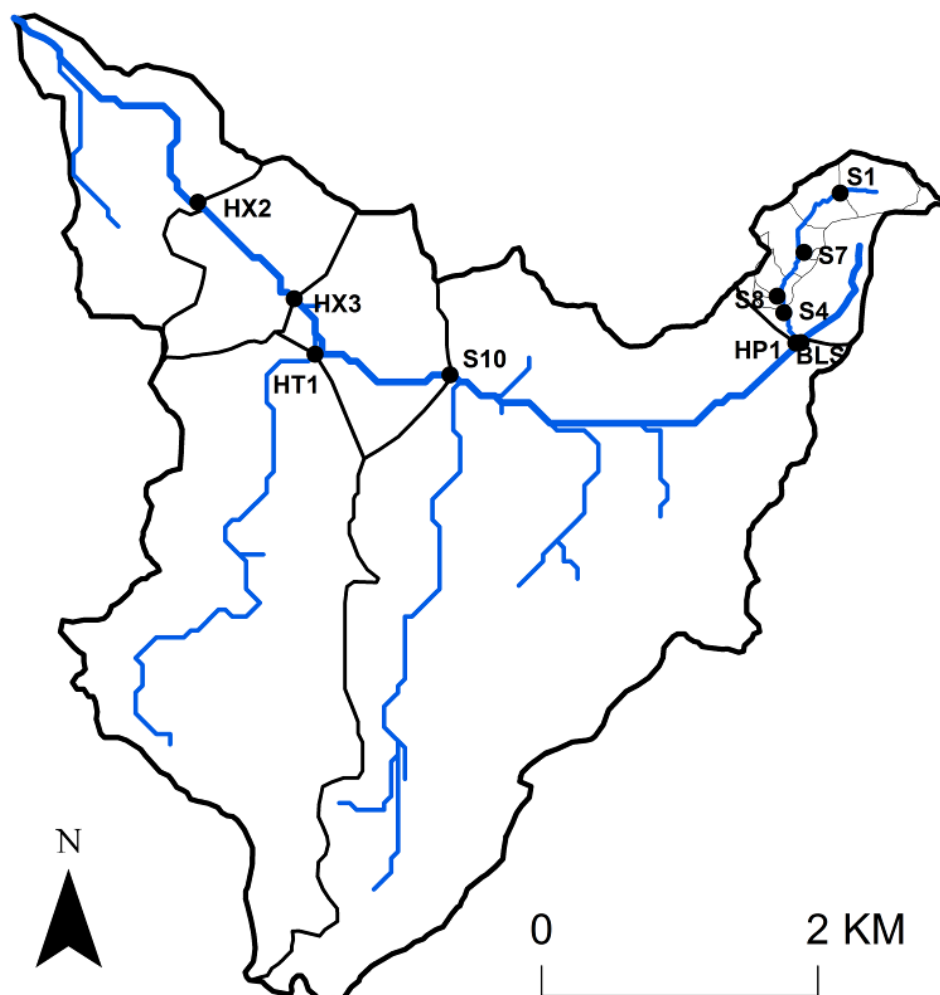


Figure 2-13 : Limites des différents sous-bassins emboîtés étudiés dans le cadre de la thèse

Tableau 2-2 : Surfaces drainées par les différentes stations de suivi

Station	HX2	HX3	S10	HT1	HP1	S4	S1	BLS	S7	S8
Surface drainée (km ²)	19,8	18,6	11,6	5,7	1,1	0,6	0,2	0,01	0,006	0,006

2.3.2. Mesures pluviométriques

Le bassin est équipé de 12 stations de mesure de la pluie, à différents pas de temps (de 1 minute à 1 journée) qui sont toutes localisées dans le bassin de Houay Pano à l'exception de la station S10 (Figure 2-14). Un collecteur de pluie (poubelle de 100L)

a été installé ponctuellement en HX3 en complément des stations installées dans le cadre du programme MSEC. Le Tableau 2-3 résume les principales caractéristiques de ces stations de suivi des précipitations.

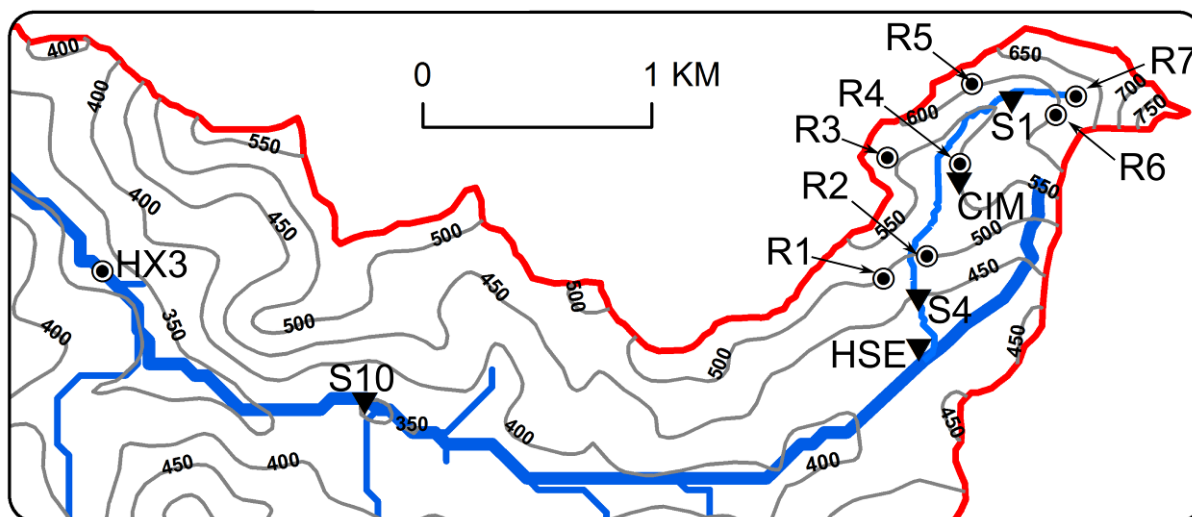


Figure 2-14 : Localisation des pluviomètres à augets (triangles) et manuels (ronds).

Tableau 2-3 : Caractéristiques des stations pluviométriques

Station	Altitude (m a.s.l.)	Surface (m ²)	Mesure de l'intensité de la pluie	
			Dispositif	Pas-de-temps
R7	614	0,04	Pluviomètre manuel	1 jour
R6	604	0,04	Pluviomètre manuel	1 jour
R5	586	0,04	Pluviomètre manuel	1 jour
S1	570	0,04	Pluviomètre à augets ARG100	1 min (tous les 0,2 mm)
R3	567	0,04	Pluviomètre manuel	1 jour
R4	563	0,04	Pluviomètre manuel	1 jour
CIM	536	0,04	Pluviomètre à augets Cimel	1 min (tous les 0,2 mm)
R1	510	0,04	Pluviomètre manuel	1 jour
R2	509	0,04	Pluviomètre manuel	1 jour
S4	450	0,04	Pluviomètre à augets ARG100	1 min (tous les 0,2 mm)
HSE	410	0,04	Pluviomètre à augets Cimel	30 min
S10	350	0,04	Pluviomètre à augets ARG100	1 min (tous les 0,2 mm)
HX3	330	0,14	Container-pluviomètre	1 jour

Afin de mesurer les cumuls de pluie sur l'ensemble de bassin, un container en plastique a également été mis en place en HX2 avant les crues de début juin 2013. Cependant, ce dispositif a disparu dans la nuit qui a suivi son installation et la

pluviométrie de l'aval du bassin n'a donc pas pu être mesurée lors de cette expérience.

2.3.3. Suivi du débit des cours d'eau

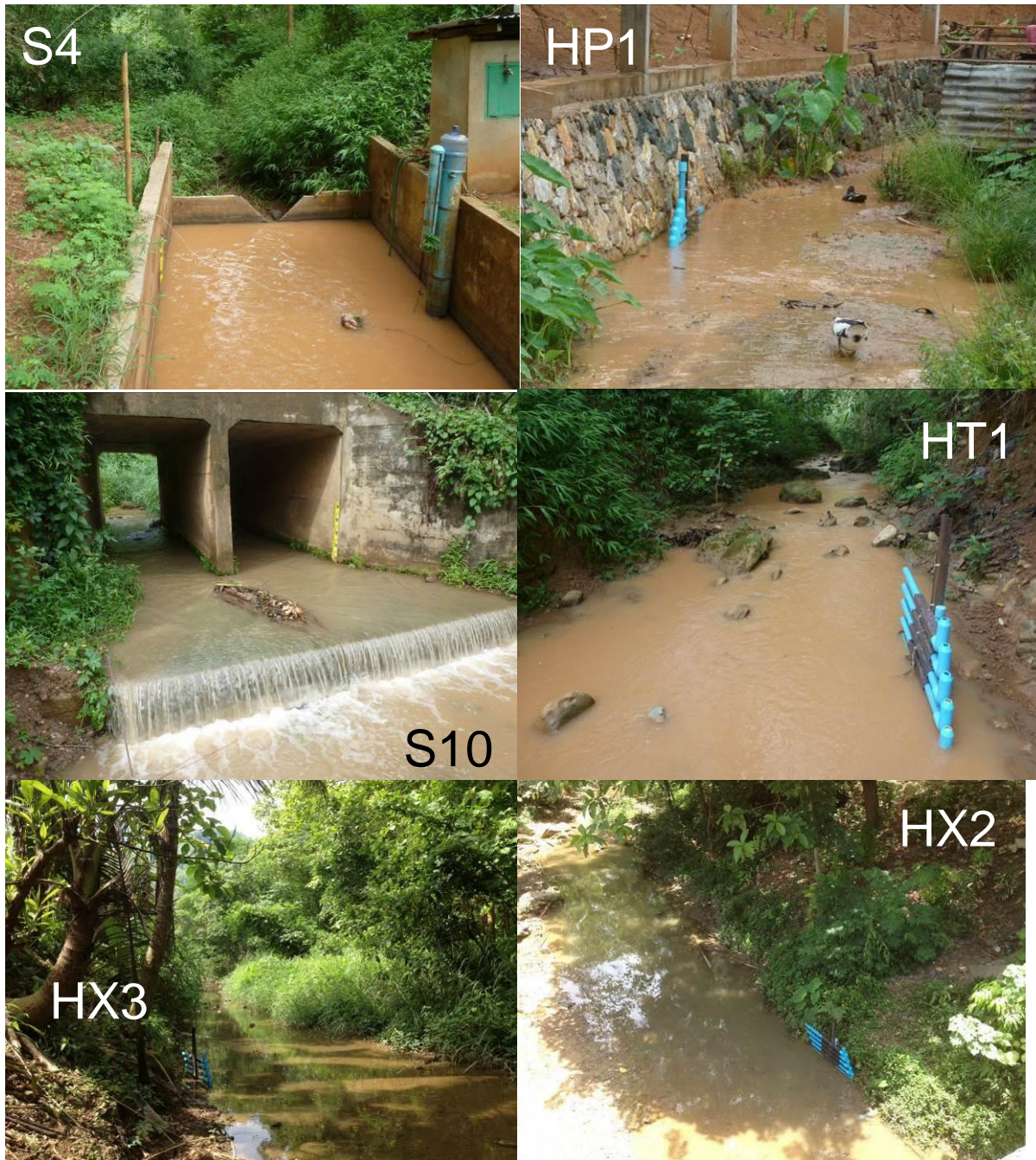


Figure 2-15 : Photographies des stations de suivi du débit équipées de seuils (S4), de sections maçonnées (HP1 et S10) ou de sections non aménagées (HT1, HX3 et HX2). La station S1 à l'amont du bassin de Houay Pano est équipée d'un seuil identique à celui de la station S4.

Le débit des cours d'eau a été calculé au niveau des différentes stations de prélèvement à partir de la hauteur d'eau mesurée par des capteurs de pression (sondes CTD-DiverTM-Schlumberger, Thalimèdes-OTT). Des relations hauteur d'eau / débit (courbes de tarage) ont ensuite été utilisées afin d'obtenir, pour chaque pas-de-temps, le débit correspondant.

Les stations S1 et S4 sont équipées de seuils en « V », la station S10 est située au niveau d'un pont en ciment, la section en HP1 est partiellement maçonnée, et les stations HT1, HX3 et HX2 ont été mises en place au niveau de sections non aménagées (Figure 2-15). Les courbes de tarage utilisées, basées sur des jaugages en S1, S4 et S10 et sur l'équation de Manning-Strickler en HP1, HT1, HX3 et HX2, sont fournies dans l'Annexe 3, ainsi que les profils des sections non-aménagées.

2.3.4. Prélèvement des échantillons

2.3.4.1. Sources de sédiments et laisses de crue

Les échantillons de sols de surface (2-3 premiers cm), de ravines (parois et fond), de berges et de laisses de crue ont été prélevés à l'aide d'une spatule en plastique (Figure 2-16) nettoyée entre les prélèvements successifs afin d'éviter d'éventuelles contaminations. Ils ont été conditionnés dans des sachets refermables Minigrip® en polyéthylène transparent et séchés sur place à l'étuve (60-90°C).



Figure 2-16 : Prélèvement d'échantillons (de gauche à droite) de sol, de ravine et de berge

Les coordonnées des points d'échantillonnage ont été relevées à l'aide d'un GPS (précision $\pm 5\text{m}$). Les échantillons collectés sont localisés sur la Figure 2-17.

La liste des échantillons collectés, leurs coordonnées GPS et les résultats des analyses réalisées sont rassemblés dans l'Annexe 1.

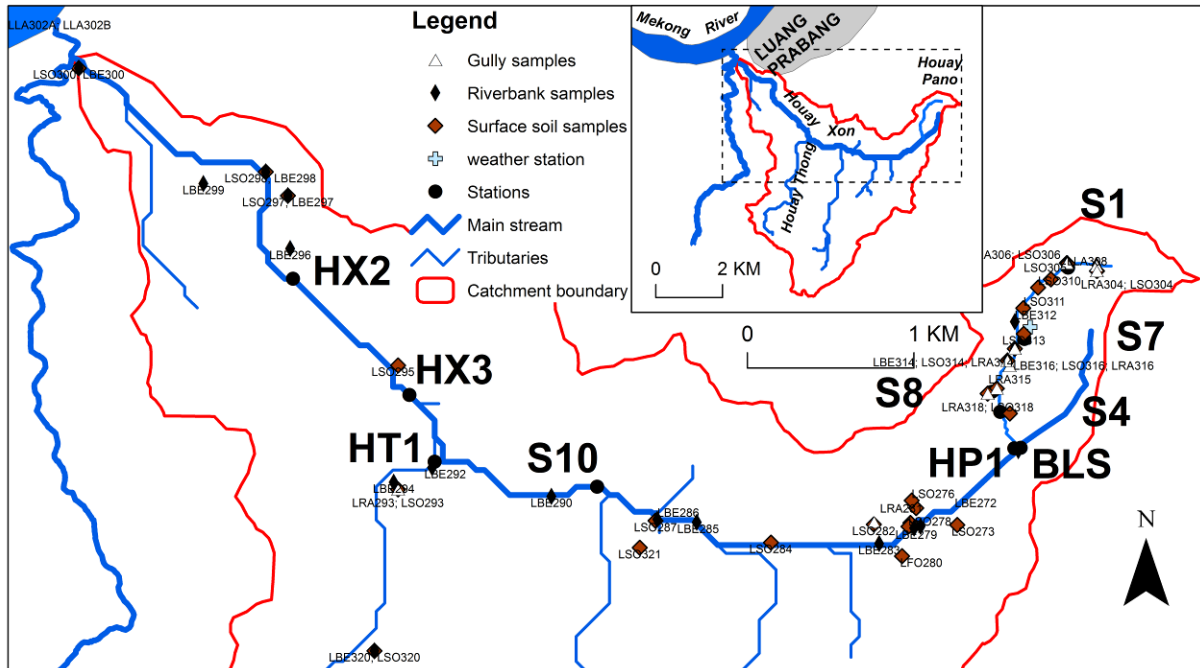


Figure 2-17 : Localisation des échantillons de sols de surface, ravines et berges collectés en décembre 2012.

2.3.4.2. Eaux de pluie

Les échantillons d'eau de pluie ont été récupérés via différents systèmes selon les missions. En mai 2012, un échantillon a été collecté via un système d'interception des précipitations situé dans une plantation de teck (Figure 2-18). Lors de cette mission, une expérience a été réalisée sur une micro-parcelle de 1 m^2 , et la pluie et le ruissellement ont été échantillonnés de manière simultanée et fractionnée dans le temps au cours de plusieurs pluies naturelles. Le dispositif de collecte de la pluie conçu et mis en place pour cette expérience est représenté sur la Figure 2-19. La bache est située à plus de $1,6\text{ m}$ du sol afin d'éviter la contamination de la pluie par des particules de sol via l'effet splash. La surface de collecte est de 8 m^2 . L'eau de pluie est drainée par le centre de la bache via l'entonnoir et un tuyau flexible permet le remplissage successif des bouteilles d'échantillons (de 600 mL à 18 L) dont le

volume est adapté en fonction de la vitesse de remplissage (et donc de l'intensité de pluie).



Figure 2-18 : Dispositif d'interception des précipitations dont est issu l'échantillon LPT001 (23 mai 2012).



Figure 2-19 : Dispositif de collecte de la pluie (8 m²) fabriqué pour l'expérience sur micro-parcelle en 2012.

En S10, le toit de la cabane protégeant l'échantillonneur automatique a été équipé en 2013 d'une gouttière en PVC et d'un système de collecte fractionnée dans le temps (Figure 2-20). Ce système est constitué d'une série de bouteilles en plastique de 18 L (initialement dédiées à l'eau de boisson) reliées à un tuyau connecté à la gouttière. Les bouteilles sont reliées à l'arrivée d'eau de pluie par des jonctions en « T » dont l'embout est maintenu hermétiquement contre le goulot de la bouteille à l'aide d'une lanière élastique en caoutchouc (chambre-à-air). Les balles (de ping-pong) en plastique placées dans chaque bouteille (Figure 2-20) servent de bouchons automatiques. Elles remontent au fur et à mesure que le niveau d'eau augmente et bouchent complètement la bouteille dès qu'elle est remplie, permettant à l'eau de se déverser dans la bouteille suivante.



Figure 2-20 : Dispositif de collecte fractionnée de la pluie fabriqué et installé en S10 (4 m²) en 2013.

Une fois la pluie terminée, les bouteilles sont déconnectées des « T » et fermées avec leur bouchon à vis pour le transport jusqu'au labo de terrain à Ban Lak Sip.

Des poubelles en plastique de 100 L ont également été utilisées comme collecteurs de pluies cumulées en S4 et HX3. Elles ont été placées au minimum à 1,5 m du sol afin d'éviter l'effet splash.

2.3.4.3. Ruissellement sur micro-parcelles

Des échantillons de ruissellement ont été prélevés en 2012 à l'exutoire de micro-parcelles de 1 m² (Figure 2-21) et conditionnés dans des bouteilles en plastique.



Figure 2-21 : Micro-parcelles de 1 m² utilisées pour collecter le ruissellement.

2.3.4.4. Eaux de rivière et matières en suspension

Les stations S1, S4, S7, S8 et S10 sont équipées de préleveurs automatiques qui pompent l'eau du cours d'eau lorsqu'un changement significatif de hauteur d'eau est enregistré dans le seuil. Ces préleveurs sont équipés d'un moteur chargé de faire tourner le dispositif afin de remplir des bouteilles successives (numérotées) connectées à une série de petits entonnoirs en face desquels se place l'arrivée de l'eau pompée (Figure 2-22). Les heures de prélèvement et les hauteurs d'eau associées sont enregistrées durant la crue. Elles sont ensuite récupérées à l'aide d'un ordinateur portable. Chaque bouteille en plastique remplie par le préleveur durant la crue est ensuite déconnectée du dispositif et son contenu (~500 mL par échantillon) est transvasé dans une bouteille neuve pour être transporté au labo de terrain. Les bouteilles du préleveur sont ensuite nettoyées et replacées dans l'ordre dans le dispositif en attendant la crue suivante. Les stations supplémentaires installées en 2013 ont été équipées de préleveurs passifs (Figure 2-23) conçus et fabriqués sur le terrain par Thierry Henry des Tureaux (IRD Laos). Ces préleveurs sont constitués de tubes en PVC coudés fermés à une extrémité se remplissant (~1,2 L) dès que leur ouverture se trouve immergée par la montée du niveau d'eau dans la rivière. Ils contiennent une balle (de ping-pong) en plastique qui vient fermer automatiquement le tube lorsqu'il est rempli (Figure 2-23). Les tubes sont fixés sur un support métallique équipé de boulons permettant leur stabilité durant la crue. Le support est lui-même fixé à un poteau (également métallique) planté à la masse dans le lit du cours d'eau (Figure 2-23). Ce dispositif ne prélevant des échantillons que pendant la phase de montée de crue, il doit être complété par un échantillonnage manuel durant la descente de crue.



Figure 2-22 : Préleveur automatique : (a) bras injecteur et bouteilles à l'intérieur du capot du préleveur, (b) sonde Thalimèdes-OTT associée au préleveur en S10, (c) boîtier enregistrant les données de fonctionnement (heure de prélèvement, hauteur d'eau associée) et (d) récupération des données sur ordinateur par l'opérateur (Keo Oudone Latsachack).

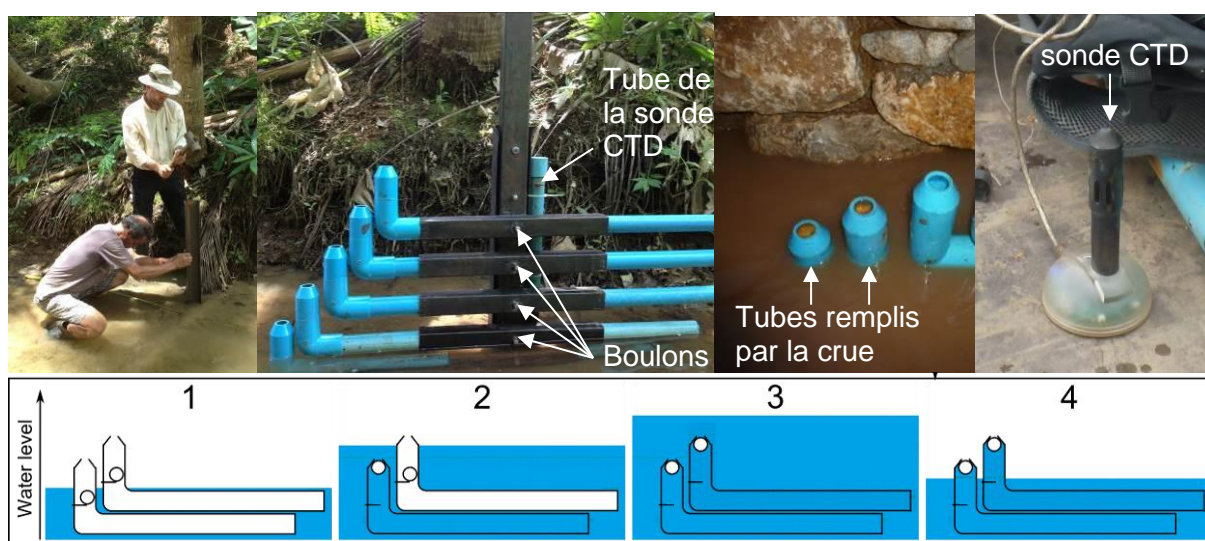


Figure 2-23 : Préleveurs passifs (montée de crue). Photographies du dispositif et vue en coupe du principe de fonctionnement.

Après la crue, les tubes sont décrochés du support métallique, et leur contenu est intégralement versé dans une bouteille plastique de 1,5 L à l'aide d'un entonnoir. La différence de hauteur d'eau entre le lit du cours d'eau et l'ouverture du tube étant connue, la hauteur d'eau mesurée par la sonde CTD-Diver associée à chaque préleveur (Figure 2-23) permet de déterminer l'heure de remplissage du tube.

2.3.5. Mesure de la teneur en MES



Figure 2-24 : Dispositif de séchage des échantillons pour déterminer la concentration en MES.

Après avoir mesuré leur volume et prélevé des aliquotes dans des flacons en verre pour les analyses de $\delta^{18}\text{O}$ (30 mL) et de granulométrie (60 mL), les échantillons de ruissellement et d'eau de rivière sont séchés à l'étuve dans des barquettes de cuisine en aluminium, préalablement pesées (Figure 2-24). Deux étuves ont été utilisées, l'une électrique et thermostatée, l'autre fonctionnant avec des bouteilles de gaz (60-90°C). Les barquettes contenant les MES déshydratées sont pesées à nouveau afin d'obtenir la masse des MES, et d'en déduire leur concentration dans le volume d'eau initial de l'échantillon.

L'incertitude relative sur la mesure de volume est d'environ 2% et la balance utilisée pour peser les barquettes et les échantillons est précise à $\pm 0,1$ g.

L'incertitude totale sur la concentration en MES est donc très variable selon la masse de MES mesurée et est comprise entre 2,3% pour 30g de MES et 52% pour les plus petits échantillons collectés (environ 0,2 g).

2.3.6. Récupération des radionucléides de la pluie

Etant donné les importants volumes d'eau de pluie nécessaires pour obtenir une quantité de matière suffisante pour l'analyse en spectrométrie gamma, il était indispensable de réaliser un traitement des échantillons sur place pour ne ramener que les éléments initialement dissous qui nous intéressent dans le cadre de cette étude, à savoir le ^7Be et le ^{210}Pb . Afin de déterminer le protocole le plus adéquat et d'évaluer sa reproductibilité et son efficacité, des expériences méthodologiques préliminaires ont été réalisées au cours des six premiers mois de la thèse. Elles sont brièvement présentées dans la section qui suit. Le protocole effectivement utilisé sur le terrain afin de récupérer les radionucléides de la pluie est ensuite décrit.

2.3.6.1. Expériences méthodologiques préliminaires

Différents essais ont été réalisés en laboratoire pour tester l'efficacité de récupération du ^7Be et du ^{210}Pb sous une forme sèche aisément transportable et conditionnable pour l'analyse en spectrométrie gamma. Les conditions de départ sont que le protocole doit être adapté au traitement de plusieurs litres d'eau de pluie et réalisable dans des conditions de terrain rudimentaires. Plusieurs protocoles ont été comparés, en utilisant de l'eau de pluie collectée au LSCE à Gif-sur-Yvette :

- l'évaporation complète (Cazala et al., 2003) dans un bécher placé sur une plaque chauffante ;
- la co-précipitation avec des hydroxydes d'alumine (Ciffroy et al., 2003) suivie d'une décantation, de l'évacuation du surnageant et de la déshydratation du précipité ;
- la co-précipitation avec des hydroxydes d'alumine suivie d'une centrifugation, de l'évacuation du surnageant et de la déshydratation du précipité ;
- la co-précipitation avec des hydroxydes d'alumine suivie d'une filtration et de la déshydratation du précipité.



Figure 2-25 : Tests de récupération des radionucléides de la pluie. De gauche à droite : évaporation sur plaque chauffante, filtration après co-précipitation et décantation après co-précipitation.

La co-précipitation (Ciffroy et al., 2003) est réalisée en ajoutant 1 à 2 g de sels de chlorure d'aluminium hexahydratés ($\text{AlCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) à l'échantillon de pluie. Les sels se dissolvent et le pH chute. On ajoute alors de l'ammoniac (NH_4) goutte à goutte en contrôlant le pH afin de faire précipiter les hydroxydes, à pH $\sim 8,5-9$. Une fois le précipité visible et stabilisé, il est laissé à décanter quelques heures puis, en fonction du protocole, une partie du surnageant est retirée ou filtrée et la partie restante est laissée à nouveau à décanter ou est centrifugée.

Les résultats des analyses (Figure 2-26) ont montré que la récupération était moins efficace pour le protocole avec co-précipitation + filtration, et que la co-précipitation + décantation (ou centrifugation) permettait d'obtenir des activités similaires à

l'évaporation totale, considérée comme le protocole de référence, mais difficile à mettre en œuvre sur le terrain car très longue.

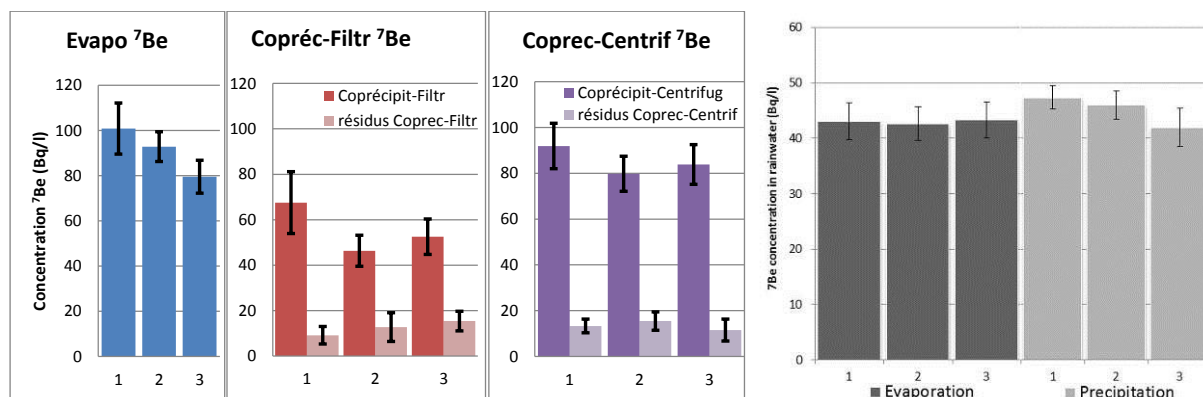


Figure 2-26 : Résultats des tests (triplicats) de récupération des radionucléides de la pluie (activité en ^7Be). De gauche à droite : expérience 1 - évaporation totale, co-précipitation + filtration (et activité dans le filtrat), co-précipitation + centrifugation (et activité dans le surnageant), expérience 2 - comparaison évaporation vs. co-précipitation (eau résiduelle de la co-précipitation dépourvue de ^7Be : activité inférieure à 3% de celle du précipité).

De plus, des activités faibles ont été mesurées dans les eaux résiduelles (filtrat et surnageant). Le taux de récupération par co-précipitation a donc été jugé satisfaisant car supérieur à 90 % et sa reproductibilité est tout-à-fait satisfaisante puisque les différences entre les triplicats restent inférieures aux incertitudes analytiques. Le protocole expérimental tel qu'il a été mis en œuvre sur le terrain est décrit et illustré dans la section qui suit.

2.3.6.2. Protocole utilisé sur le terrain

Suite aux tests décrits dans la section précédente, le matériel nécessaire à la récupération des radionucléides de la pluie par co-précipitation (notamment les sels de chlorure d'alumine hexahydraté) a été emmené sur le terrain au Laos. En l'absence d'ammoniac pour relever le pH, une solution de soude a été préparée à base de flocons de soude caustique achetés sur place. Avant d'appliquer le protocole de récupération, le volume de l'échantillon est mesuré et une aliquote en est prélevée dans un flacon en verre (30 mL) pour réaliser les analyses de $\delta^{18}\text{O}$. Dans la mesure du possible, la co-précipitation a été réalisée directement dans le récipient dans lequel l'échantillon de pluie avait été prélevé.



Figure 2-27 : Récupération des radionucléides de la pluie par co-précipitation (pH remonté à la soude), décantation du précipité, siphonage du surnageant et séchage du précipité.

Le pH a été suivi avec un pH-mètre (Hannah). Après co-précipitation et décantation, le gros du surnageant a été siphonné à l'aide d'un tuyau souple et le précipité a été versé dans une barquette en aluminium et placé à l'étuve pour être séché (Figure 2-27).

2.3.7. Analyse des radionucléides en spectrométrie gamma

2.3.7.1. Conditionnement des échantillons

Les résidus secs issus de la co-précipitation des radionucléides de la pluie avec les hydroxydes d'aluminium (cf. section précédente), les MES sèches des échantillons de ruissellement et d'eau de rivière et les échantillons de sols également déshydratés sont transportés en France dans des sachets Minigrip®. Les barquettes sont ensuite vidées de leur contenu qui est tamisé à 2 mm (sols et sédiments), pesé et, en fonction de la quantité de matière disponible, conditionné dans des tubes en polypropylène (<5 g de matière) ou des boîtes en polyéthylène de 15 ou 60 mL (Figure 2-28). Afin d'empêcher la volatilisation des produits de désintégration du radon-222 (^{222}Rn), les tubes sont bouchés hermétiquement à l'aide de film extensible de paraffine (PARAFILM®) et les boîtes sont fermées avec du ruban adhésif (Figure 2-28). Des standards internes et des standards certifiés par l'AIEA (*Agence Internationale de l'Energie Atomique* : IAEA-135, IAEA-375, IAEA-CU-2006-03, IAEA-Soil-6, RGU-1, et RGTh-1) ont été conditionnés dans des géométries similaires à celles des échantillons afin de déterminer les rendements de détection et la reproductibilité des mesures associées. Pour le ^7Be , en l'absence de standard, les rendements ont été interpolés à partir de ceux des raies d'énergie les plus proches.

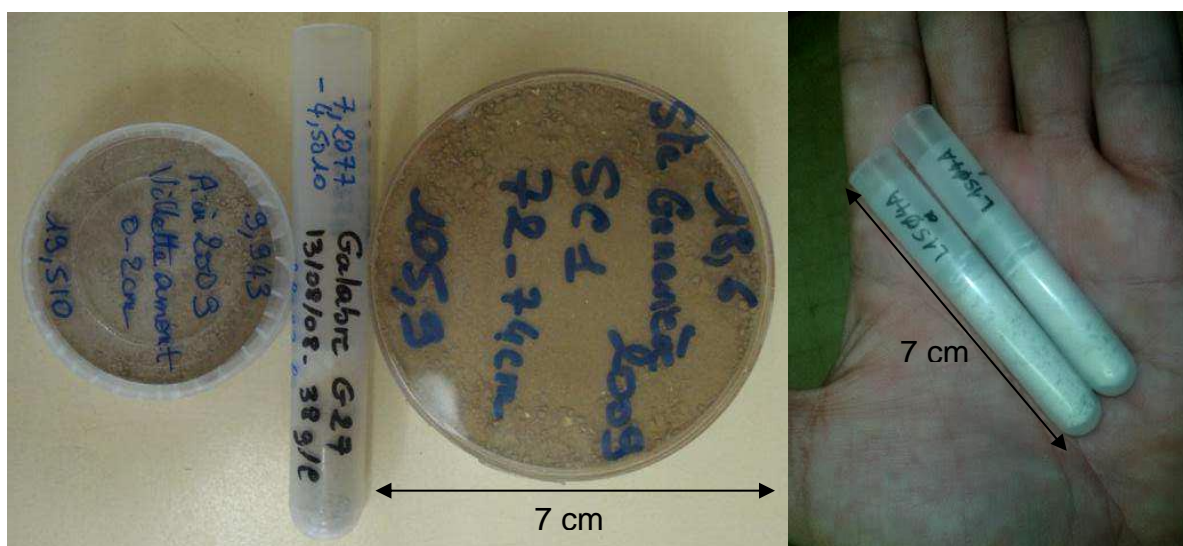


Figure 2-28 : Exemple de conditionnement d'échantillons (géométries standardisées) pour l'analyse en spectrométrie gamma au LSCE et au LSM

2.3.7.2. Comptage en spectrométrie gamma

L'analyse de la radioactivité des échantillons collectés a été réalisée soit au LSCE à Gif-sur-Yvette, soit au Laboratoire Souterrain de Modane (LSM), en fonction de leur activité et de la quantité de matière sèche disponible. Le laboratoire de Gif-sur-Yvette est équipé de détecteurs semi-planaires coaxiaux CANBERRA ou ORTEC de type – N ou –P (comptage des boîtes) et d'un détecteur « puits » (comptage des tubes). Les détecteurs sont constitués de cristaux semi-conducteurs de Germanium ultra-pur (refroidis constamment à l'azote liquide) convertissant les émissions gamma de l'échantillon en signaux électriques. Le spectre d'énergie obtenu permet d'identifier les éléments dont la désintégration a produit chaque particule gamma détectée tandis que le nombre de « coups » enregistré est directement proportionnel à la concentration de l'élément considéré dans l'échantillon. Afin de diminuer au maximum le bruit de fond lié à la radioactivité ambiante et aux rayonnements cosmiques, les détecteurs sont protégés par des châteaux de plomb et de cuivre (Figure 2-29) et installés en sous-sol. De plus, l'un des détecteurs planaires du LSCE à Gif est équipé d'un bouclier anti-coïncidence cosmique qui permet de déduire du signal enregistré par les détecteurs les perturbations liées aux rayons cosmiques susceptibles d'interférer avec les émissions provenant de l'échantillon analysé.



Figure 2-29 : (a) Détecteur gamma (ORTEC) muni d'un bouclier anti-coïncidence cosmique et (b) vue de l'intérieur du château de plomb et de cuivre protégeant un autre détecteur (figure issue de la thèse de D. Gateuille).

Le LSM, situé à 1700 m sous le Pic du Fréjus dans les Alpes (dans le tunnel reliant la commune de Modane en France à celle de Bardonnèche en Italie), est protégé des rayons cosmiques par la roche et équipé d'un extracteur de radon. Il possède donc un bruit de fond extrêmement bas (Reyss et al., 1995). Cette caractéristique est particulièrement utile pour l'analyse d'échantillons présentant de faibles activités qui seraient difficilement discernables du bruit de fond au LSCE, malgré les dispositifs mis en place. Les détecteurs utilisés au LSM sont des « puits », adaptés au comptage d'échantillons conditionnés dans des tubes que l'on place au centre du cristal de Germanium ultra-pur (jusqu'à 900 cm³). De par leur géométrie, les « puits » détectent un pourcentage beaucoup plus grand de la radioactivité émise par l'échantillon analysé que les détecteurs planaires, et sont donc soumis à des problèmes différents lors de l'analyse des spectres (e.g., pics-somme).

Les activités du ²¹⁰Pb, du ⁷Be et du ¹³⁷Cs sont déterminées respectivement à 46,5 keV, 477,6 keV et 661,6 keV. L'excès de ²¹⁰Pb par rapport au ²²⁶Ra (²¹⁰Pb_{xs}) est déterminé en mesurant les activités en ²¹⁴Pb (à 295,2 et 351,9 keV) et en ²¹⁴Bi (à 609,3 keV). Les activités mesurées sont corrigées de la désintégration radioactive afin de représenter l'activité de l'échantillon au moment où il a été collecté. Afin de pouvoir mesurer l'activité en ⁷Be des échantillons, qui décroît rapidement, les comptages ont été réalisés le plus vite possible (la plupart dans les 53 jours suivant l'échantillonnage). Les échantillons ont été comptés durant 1 à 3 jours en fonction de leur activité et de la disponibilité des détecteurs. Le bruit de fond, mesuré tous les deux mois environ, est systématiquement soustrait du nombre de coups enregistrés. Les incertitudes analytiques relatives sur les activités sont de l'ordre de 10%. Cependant, en raison des activités généralement faibles en ¹³⁷Cs (proches de la limite de détection) dans les échantillons analysés durant cette étude, les incertitudes pour ce radionucléide peuvent être supérieures à 30%.

2.3.8. Analyse élémentaire et isotopique de la matière organique du sol et des sédiments

Après analyse en spectrométrie gamma, une aliquote de chaque échantillon est prélevée et finement réduite en poudre dans un mortier en agate. En fonction de la nature de l'échantillon, une masse de 20 mg (pour les sédiments) ou 25 mg (pour les sols) est pesée à l'aide d'une microbalance (précise à 10⁻⁵ g) et insérée dans une

micro-capsule en étain (5 mm de diamètre sur 9 mm de haut) repliée pour former une boule d'environ 3-4 mm de diamètre. Les teneurs en carbone organique et en azote et les rapports isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ont été analysés à Jussieu (UPMC) avec un Elementar[®] VarioPyro cube analyzer couplé avec un IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer) Micromass[®] Isoprime (laboratoire Bioemco / iEES-Paris). La précision analytique est de $\pm 0,1\text{‰}$ pour les δ isotopiques par rapports aux standards (PDB-carbonates de Pee Dee Belemnite pour le $\delta^{13}\text{C}$; AIR-l'azote atmosphérique pour le $\delta^{15}\text{N}$; Coplen et al., 1983) et de $\pm 0,1 \text{ mg g}^{-1}$ pour les concentrations en carbone organique total (TOC) et en azote total (TN). La reproductibilité des mesures a été testée par réplication des analyses de certains échantillons et d'un standard de tyrosine (Girardin and Mariotti, 1991). En l'absence de carbonates dans les échantillons de MES et de sol, aucun traitement de décarbonatation n'a été nécessaire.

2.3.9. Suivi de la conductivité électrique (CE) des eaux

La conductivité électrique des cours d'eau a été suivie au cours des crues dans les différentes stations à l'aide de sondes CTD-Diver et Ponsel. En complément, des mesures ponctuelles ont été réalisées dans les échantillons collectés à l'aide d'un conductimètre portable YSI[®] 556. L'incertitude sur les mesures de CE est approximativement de $\pm 5\mu\text{S cm}^{-1}$.

2.3.10. Analyse isotopique de l'oxygène des échantillons d'eau

Les analyses de $\delta^{18}\text{O}$ ont été réalisées sur les aliquotes prélevées dans des flacons en verre (30 mL) remplis au maximum afin d'éviter tout dégazage et fermés hermétiquement. Une fois en France, ces échantillons ont été filtrés à $0,2 \mu\text{m}$ (filtres en acétate de cellulose) avant d'être analysés. Les mesures isotopiques ont été réalisées par la méthode standard d'équilibration avec le CO_2 (Epstein and Mayeda, 1953) et déterminées à l'aide d'un spectromètre de masse VG Optima[®] (laboratoire Bioemco – iEES à Thiverval-Grignon). Les rapports isotopiques obtenus sont exprimés sous forme de δ par comparaison avec le V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water ; Gonfiantini, 1978). La précision analytique sur le $\delta^{18}\text{O}$ est inférieure à $\pm 0,1\text{‰}$.

2.3.11. Analyse de la granulométrie des MES

Les aliquotes d'eau de rivière ou de ruissellement conservées à cet effet (cf. section 2.3.5) ont été analysées à l'aide du granulomètre-laser Malvern® Mastersizer 2000 couplé à une unité de dispersion Hydro 2000G mis à disposition par le département des Sciences de la Terre de l'Université Paris-Sud (Figure 2-30).

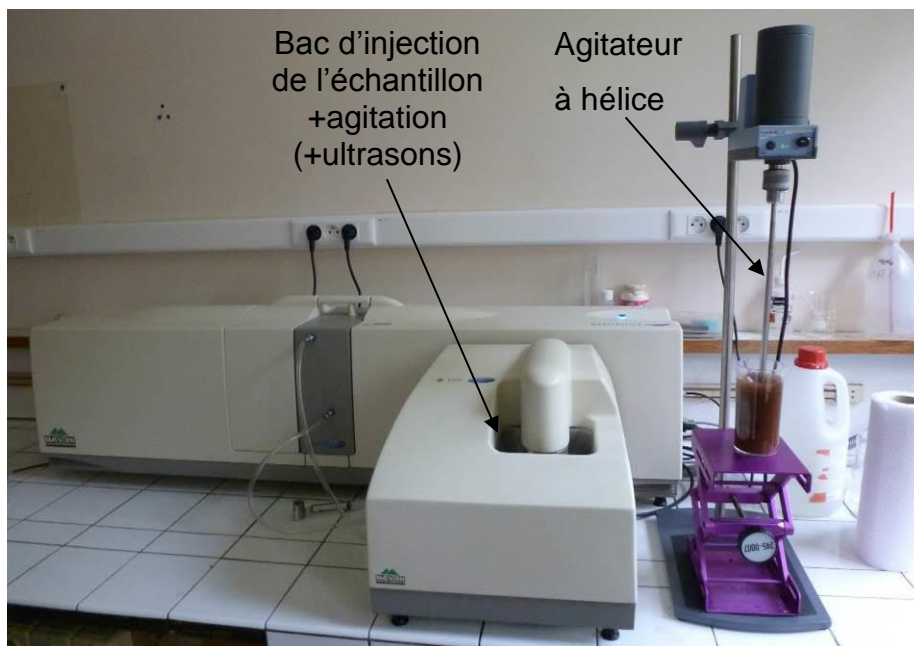


Figure 2-30 : Granulomètre laser Mastersizer 2000 + Hydro 2000G du département des Sciences de la Terre de l'Université Paris-Sud (Orsay).

L'échantillon est versé dans un b cher et placé durant quelques minutes sous un agitateur à hélice afin de remettre en suspension les particules et d'homog niser l'échantillon. Des aliquotes sont ensuite prélevées à l'aide d'une pipette et versées dans le bac de dispersion jusqu'à ce que la quantité de particules injectée dans le circuit du granulomètre soit suffisante pour intercepter et diffracter environ 10% du faisceau laser. Après stabilisation du signal, 2 à 3 mesures successives sont réalisées afin de vérifier leur cohérence et de détecter d'éventuelles dérives instrumentales. Chaque mesure fournit la distribution granulométrique des particules comprises entre 0.02 et 2000 μm séparée en 100 classes. Le paramètre retenu pour comparer les échantillons entre eux est le d_{50} , qui correspond au diamètre médian des particules (50% du volume total de particules constitué de particules de diamètre inférieur et 50% de diamètre supérieur (cf. par exemple Grangeon et al., 2012). La variabilité pour une série de mesures successives d'un même échantillon est

d'environ $\pm 1 \mu\text{m}$. Les résultats complets des mesures granulométriques sont fournis dans l'Annexe 3.

2.3.12. Equations de mélanges

L'approche de traçage choisie pour cette étude utilise des équations de mélange simples à deux pôles correspondant à des bilans de masse :

$$\mathbf{M=M1+M2 \text{ avec } M1 = C1*V1 \text{ et } M2 = C2*V2} \quad \text{Équation 2-1}$$

Où M est une masse de traceur correspondant à la somme d'une masse M1 provenant du pôle 1 et d'une masse M2 provenant du pôle 2.

Chaque pôle est caractérisé par une concentration C de traceur. La masse de traceur correspondant à chaque pôle est conditionnée par le volume V de matière de concentration C issu de chaque pôle. On fait l'hypothèse que chacun des pôles (et l'échantillon issu de leur mélange) ont la même densité. La masse M de traceur mesurée dans un échantillon de volume V et de concentration C peut donc être séparée en 2 fractions a et b (avec $a = 1 - b$) correspondant à chacun des pôles dont les concentrations C1 et C2 sont connues.

$$\mathbf{a = M1/M = V1/V = |C - C1| / |C2 - C1|} \quad \text{Équation 2-2}$$

$$\mathbf{b = M2/M = V2/V = |C - C2| / |C2 - C1|} \quad \text{Équation 2-3}$$

2.3.12.1. Contributions respectives des particules récemment marquées par la pluie et des sédiments remobilisés dans les MES exportées

La méthode proposée par Matisoff et al. (2005) pour estimer la proportion de sédiments récemment érodés dans les particules en suspension ou déposées repose sur deux hypothèses principales : (1) les sédiments anciens (dont le ^7Be s'est désintégré) présentent un rapport $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ nul ou proche de 0 ; (2) les sédiments récemment érodés ont été marqués par la pluie et présentent un rapport $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ significativement plus élevé et similaire à celui de la pluie.

On obtient donc le pourcentage de sédiments récemment érodés via l'Equation 2-4 :

$$F = 100 \times [(A/B) / (A_0/B_0)]$$

Équation 2-4

où F est le pourcentage de sédiments récemment érodés, A et B sont les activités en ^7Be et $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ de l'échantillon (en Bq kg^{-1}) et A_0 et B_0 sont les activités en ^7Be et ^{210}Pb de l'eau de pluie (en Bq L^{-1}).

L'incertitude liée à ce pourcentage est calculée via l'Equation 2-5 :

$$\Delta F / F = [(\Delta A / A) + (\Delta B / B)] + [(\Delta A_0 / A_0) + (\Delta B_0 / B_0)]$$

Équation 2-5

où $\Delta F / F$ est l'incertitude relative sur le pourcentage de sédiments récemment érodés, $\Delta A / A$ l'incertitude relative sur l'activité en ^7Be de l'échantillon, $\Delta B / B$ l'incertitude relative sur l'activité en $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ de l'échantillon, $\Delta A_0 / A_0$ l'incertitude relative sur l'activité en ^7Be de l'eau de pluie et $\Delta B_0 / B_0$ l'incertitude relative sur l'activité en $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ de l'eau de pluie.

2.3.12.2. Contributions respectives des sols de surface vs. de subsurface (ravines et berges) dans les MES exportées

Les activités en ^{137}Cs ont été utilisées afin d'estimer les contributions respectives des sols de surface et de subsurface aux exportations de sédiments à l'aide de l'Equation 2-6 :

$$\alpha = 100 \times [(C_{\text{sample}} - C_{\text{subsurf.}}) / (C_{\text{surf.soil}} - C_{\text{subsurf.}})]$$

Équation 2-6

où α est le pourcentage de sédiments issus de sols de surface, C_{sample} est l'activité en ^{137}Cs de l'échantillon, $C_{\text{subsurf.}}$ est l'activité médiane en ^{137}Cs dans les sols de subsurface et $C_{\text{surf.soil}}$ est l'activité médiane en ^{137}Cs dans les sols de surface.

L'incertitude liée à ce pourcentage est calculée via l'Equation 2-7:

$$\Delta \alpha / \alpha = [(\Delta C_{\text{sample}} + \Delta C_{\text{subsurf.}}) / (C_{\text{sample}} - C_{\text{subsurf.}})] + [(\Delta C_{\text{surf.soil}} + \Delta C_{\text{subsurf.}}) / (C_{\text{surf.soil}} - C_{\text{subsurf.}})]$$

Équation 2-7

où $\Delta \alpha / \alpha$ est l'incertitude relative sur le pourcentage de sédiments issus des sols de surface, ΔC_{sample} est l'incertitude absolue sur l'activité en ^{137}Cs de l'échantillon, $\Delta C_{\text{surf.soil}}$ est l'incertitude absolue sur l'activité en ^{137}Cs dans les sols de surface et $\Delta C_{\text{subsurf.}}$ est l'incertitude absolue sur l'activité en ^{137}Cs dans les sols de subsurface.

subsurf. est l'incertitude absolue sur l'activité en ^{137}Cs des sols de subsurface et $\text{Cs}_{\text{surf.soil}}$ est l'incertitude absolue sur l'activité en ^{137}Cs des sols de surface.

2.3.12.3. Contributions respectives du ruissellement et des eaux souterraines à l'écoulement total à l'exutoire

La conductivité électrique (CE) des cours d'eau a été utilisée pour estimer les volumes d'eau provenant respectivement des nappes et du ruissellement. La CE du cours d'eau avant la crue a été considérée comme étant représentative de l'eau de la nappe. La CE du ruissellement a été mesurée durant divers événements et peut varier, sur les versants du bassin de Houay Pano, entre 20 et 150 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (selon les interactions entre l'eau de pluie, les minéraux du sol, la charge ionique de l'eau du sol et la distance parcourue par le ruissellement sur le versant avant d'entrer dans le cours d'eau). La même équation a donc été utilisée avec deux valeurs de CE pour le pôle « ruissellement » fournissant une estimation minimale et une estimation maximale du pourcentage de ruissellement dans le volume total d'eau écoulé à un instant donné au niveau d'une station (Equation 2-8) :

$$\text{OF} = 100 \times [(\text{EC}_{\text{BFtheor}} - \text{EC}_{\text{river}}) / (\text{EC}_{\text{BFtheor}} - \text{EC}_{\text{OFtheor}})] \quad \text{Équation 2-8}$$

où OF est le pourcentage de ruissellement dans le volume total d'eau écoulé à un instant donné au niveau d'une station, $\text{EC}_{\text{BFtheor}}$ est la conductivité électrique de la rivière correspondant à l'écoulement de base théorique, EC_{river} est la conductivité électrique de l'eau de la rivière, et $\text{EC}_{\text{OFtheor}}$ est la conductivité électrique théorique du ruissellement (voir texte plus haut).

L'incertitude liée à ce pourcentage est calculée via l'équation suivante :

$$\Delta\text{OF} / \text{OF} = [(\Delta\text{EC}_{\text{BFtheor}} + \Delta\text{EC}_{\text{river}}) / (\text{EC}_{\text{BFtheor}} - \text{EC}_{\text{river}})] + [(\Delta\text{EC}_{\text{BFtheor}} + \Delta\text{EC}_{\text{OFtheor}}) / (\text{EC}_{\text{BFtheor}} - \text{EC}_{\text{OFtheor}})] \quad \text{Équation 2-9}$$

où $\Delta\text{OF} / \text{OF}$ est l'incertitude relative sur le pourcentage de ruissellement dans l'écoulement total du cours d'eau, $\Delta\text{EC}_{\text{BFtheor}}$ est l'incertitude absolue sur la CE de la rivière correspondant à l'écoulement de base théorique, $\Delta\text{EC}_{\text{river}}$ est l'incertitude absolue sur la conductivité électrique de l'eau de la rivière et $\Delta\text{EC}_{\text{OFtheor}}$ est l'incertitude absolue sur la conductivité électrique théorique du ruissellement.

Or $EC_{OFtheor}$ correspondant aux valeurs théoriques des bornes de la gamme de variation, aucune incertitude de mesure n'y est associée, ce qui permet de simplifier l'équation (Equation 2-10) :

$$\Delta OF / OF = [(\Delta EC_{BFtheor} + \Delta EC_{river}) / (EC_{BFtheor} - EC_{river})] + [(\Delta EC_{BFtheor}) / (EC_{BFtheor} - EC_{OFtheor})] \quad \text{Équation 2-10}$$

L'incertitude sur les mesures de CE étant de $\pm 5 \mu S \text{ cm}^{-1}$, avec une valeur de $EC_{BFtheor}$ de $500 \mu S \text{ cm}^{-1}$ et une eau de rivière à $250 \mu S \text{ cm}^{-1}$, on obtient une incertitude de 1,0% pour l'estimation minimale et de 1,4% pour l'estimation maximale, qui est bien inférieure à l'incertitude initiale sur la composition réelle du pôle « ruissellement » et sa variation temporelle.

Chapitre 3

**Origine et dynamique des
matières en suspension
exportées lors d'une crue de
début de mousson en mai 2012**

Chapitre 3. Origine et dynamique des matières en suspension exportées lors d'une crue de début de mousson en mai 2012

3.1 Préambule

Ce chapitre présente les résultats obtenus lors d'une crue survenue le 23 mai 2012. L'objectif de cette étude était l'identification des sources de sédiments et de leur dynamique à partir des mesures de radionucléides le long d'un continuum constitué de trois stations emboîtées (S1, S4 et S10) drainant une surface comprise entre 0,2 et 11,6 km² du bassin de la Houay Xon. La crue analysée correspondait à l'une des toutes premières crues érosives de la saison des pluies enregistrée dans le bassin de la Houay Xon en 2012. Au cours de cette crue, les matières en suspension transportées par le Houay Pano et la Houay Xon ont été collectées automatiquement par les préleveurs des stations pérennes du bassin gérées par le programme *Multi-Scale Environmental Changes*. Le débit du cours d'eau et sa conductivité électrique ont été suivis au niveau de chaque station et les MES collectées ont été analysées afin de déterminer la charge solide de la rivière, la granulométrie des particules et leurs activités en radionucléides (⁷Be, ²¹⁰Pb_{xs}, ¹³⁷Cs). La caractérisation des signatures en radionucléides des sources potentielles de sédiments s'est appuyée sur les résultats de la mission réalisée en décembre 2012 ainsi que sur les résultats obtenus sur des échantillons de sols de surface collectés par le passé (Huon et al., 2013).

Des expériences ont par ailleurs été réalisées sur le terrain et en laboratoire afin de tester les hypothèses sur la dynamique d'adsorption du ⁷Be et du ²¹⁰Pb de la pluie sur les particules de sol (rapidité de l'adsorption et similitude entre le rapport ⁷Be/²¹⁰Pb de la pluie et le rapport ⁷Be/²¹⁰Pb_{xs} du ruissellement engendré).

Les résultats des analyses de la matière organique et des isotopes stables de l'eau, ainsi que la séparation de l'hydrogramme de crue, obtenus pour le même évènement, sont présentés, interprétés et discutés dans le chapitre 4.

Le chapitre est présenté sous forme d'article et rédigé en anglais (publié dans la revue *Journal of Hydrology* – doi : 10.1016/j.jhydrol.2014.09.056). Un résumé en français est fourni dans la section suivante.

3.2 Résumé

L'érosion des sols est intense dans les régions tropicales montagneuses où de violents orages engendrent l'exportation de grandes quantités de sédiments vers les rivières. L'origine et la dynamique des sédiments ont été analysées dans un bassin versant situé dans le nord du Laos au cours de la première crue érosive de la saison des pluies en mai 2012. Le bassin est équipé de trois stations de jaugeage (drainant des surfaces comprises entre 0,2 et 11,6 km²).

Les radionucléides (béryllium-7 -⁷Be, excès de plomb-210 -²¹⁰Pb_{xs}, et césium-137 -¹³⁷Cs) ont été mesurés dans la pluie, les sédiments en suspension dans le ruissellement et dans la rivière, les sols de surface et de subsurface (n=3, 19, 75, 65, et 14 respectivement). Les hypothèses qui sous-tendent l'utilisation du marquage en ⁷Be des particules ont été validées grâce à des expériences menées en laboratoire (adsorption du ⁷Be de la pluie sur des particules de sol) et sur le terrain (évolution du rapport ⁷Be/²¹⁰Pb_{xs} dans la pluie et le ruissellement engendré au cours d'une pluie naturelle). Ces expériences ont montré que le ⁷Be de l'eau de pluie s'adsorbe totalement aux particules de sol en moins de 13 minutes (temps de contact minimum testé) et que les particules issues du ruissellement sur une placette de 1 m² présentaient un rapport ⁷Be/²¹⁰Pb_{xs} correspondant à 81 ± 20 % de celui de la pluie.

L'analyse des radionucléides a permis de quantifier les variations de l'origine des sédiments et de leur dynamique au cours de la crue : (1) la proportion de sédiments récemment érodés (et marqués par les retombées récentes de radionucléides) est comprise entre 8 et 35 % des matières en suspension, ce qui est relativement faible par rapport aux valeurs rapportées dans d'autres contextes; (2) des contributions plus élevées de sédiments « récemment érodés » ont été identifiées en début de montée de crue ; (3) la dilution progressive des sédiments « récemment érodés » par des particules remobilisées depuis le lit du cours d'eau a été mise en évidence ; (4) la prédominance des particules issues des sols de surface (environ 70 à 80 % de

l'exportation totale de sédiments) a été identifiée dans la partie amont du bassin tandis qu'une contribution beaucoup plus élevée de matériaux de subsurface (environ 64 % de la masse totale de sédiments exportés) a été montrée au niveau de la station aval. Contrairement à ce qui était attendu, la contribution à l'export total de sédiments de particules marquées en ^7Be et issues de l'effondrement de berges a également été mise en évidence (entre 15 et 35 %).

Cette étude pilote confirme l'intérêt de l'utilisation du marquage des particules en ^7Be et $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ dans les bassins versants tropicaux pour contraindre la dynamique des sédiments. Elle met également en avant la nécessité de bien caractériser les sources potentielles de sédiments afin d'éviter d'éventuelles erreurs d'interprétation.

3.3 Suspended sediment dynamics in a Southeast Asian mountainous catchment: combining river monitoring and fallout radionuclide tracers

Eliau Gourdin ^{a,✉}, Olivier Evrard ^a, Sylvain Huon ^b, Irène Lefèvre ^a, Olivier Ribolzi ^c, Jean-Louis Reyss ^a, Oloth Sengtaheuanghoung ^e, Sophie Ayrault ^a

^a Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), UMR 8212 (CEA-CNRS-UVSQ/IPSL), Domaine du CNRS, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex, France

^b Université Pierre et Marie Curie (UPMC), UMR 7618 Bioemco, case 120, 4 place Jussieu. 75252 Paris cedex 05, France

^c Géosciences Environnement Toulouse (GET), UMR 5563 (CNRS, UPS, IRD), 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^d National Agriculture and Forestry Research Institute (NAFRI), P.O. Box 4199, Ban Nongviengkham, Xaythany District, Vientiane, Lao PDR

✉ **Corresponding author**

Tel.: +33169824362.

E-mail address: elian.gourdin@lsce.ipsl.fr

Highlights:

- We studied riverine suspended sediment dynamics during a monsoon flood in Laos.
- Assumptions on sediment ^{7}Be : ^{210}Pb ratio method were checked on-site and at the lab.
- Fallout radionuclide contents were determined in river suspended sediment samples.
- Collapsed riverbanks supplied material to the downstream station only.
- Bulk of exported material was surface-derived sediment remobilized from the channel.

Please cite as:

Gourdin, E., Evrard, O., Huon, S., Lefèvre, I., Ribolzi, O., Reyss, J.-L., Sengtaheuanghoung, O., Ayrault, S., 2014. Suspended sediment dynamics in a Southeast Asian mountainous catchment: Combining river monitoring and fallout radionuclide tracers. *J. Hydrol.* 519, 1811–1823.

Abstract

Soil erosion is intense in mountainous tropical regions where heavy storms result in the supply of large quantities of sediment to rivers. The origin and dynamics of suspended sediment were analysed in a catchment located in northern Laos during the first erosive flood of the rainy season in May 2012. The catchment was equipped with 3 successive gauging stations (draining areas ranging 0.2 - 11.6 km²). Fallout radionuclides (Beryllium-7 - ⁷Be, unsupported Pb-210 - ²¹⁰Pb_{xs}, and Cesium-137 - ¹³⁷Cs) were determined on rainfall, overland flow, stream water, suspended sediment, soil surface and subsurface samples (with n = 3, 19, 75, 75, 65 and 14 respectively). Assumptions underpinning the ⁷Be-labelling method were validated by implementing experiments in the laboratory (i.e., rainwater ⁷Be sorption to soil particles) and in the field (i.e., ⁷Be: ²¹⁰Pb_{xs} activity ratio evolution in rainwater and related overland flow during a natural storm event). Radionuclide analyses provided a way to quantify variations in sediment dynamics and origin throughout the flood: (1) a proportion of fresh sediment (sediment labelled by radionuclides) ranging between ca. 8 - 35% in suspended loads; (2) higher contributions of fresh sediment at the beginning of the flood rising stage; (3) a progressive dilution of fresh sediment by particles remobilised from the riverbed / channel; (4) the dominance of particles originating from the soil surface (ca. 70 - 80% of total sediment load) in upper parts and a much larger contribution of subsurface material (ca. 64%) at the downstream station. The original contribution of ⁷Be-labelled particles derived from collapsed riverbanks to sediment export was also demonstrated. This pilot study supports the use of fallout ⁷Be and ²¹⁰Pb_{xs} in tropical catchments to constrain sediment dynamics. It also puts forward the need to better characterize the sources of sediment in order to avoid possible misinterpretations.

3.3.1. Introduction

Soil erosion is particularly intense in mountainous subtropical regions where heavy storms may result in the supply of large quantities of suspended sediment to streams (Descroix et al., 2008; Valentin et al., 2008). Large exports of suspended matter by mountain rivers lead to numerous problems downstream (Syvitski et al., 2005). Sediments can accumulate behind dams, which results in the siltation of water reservoirs (Downing et al., 2008; Thothong et al., 2011). Suspended matter also

contributes to water quality degradation (Tanik et al., 1999) and conveys biological compounds, playing thereby a major role in global nutrient biogeochemical cycles (Quinton et al., 2010). It also constitutes a potential vector for various pollutants such as metals, polycyclic aromatic hydrocarbons or faecal bacteria (Ribolzi et al., 2010; Gateuille et al., 2014).

In order to limit those negative impacts, sediment supply to rivers needs to be controlled. Design and implementation of appropriate management procedures require a better understanding of suspended matter dynamics in mountainous catchments. Their behaviour should be better constrained in time, and particularly during floods, as most riverine sediments are exported during those short periods (Meybeck et al., 2003; Mano et al., 2009). To this end, tracers that are preferentially sorbed or contained in the fine mineral and organic suspended fractions (i.e., clays and fine silts, He and Walling, 1996) may be used to follow sediment pathways across catchments (Koiter et al., 2013).

Radionuclides that are supplied to the soil surface by rainfall, i.e. beryllium-7 (^7Be) and unsupported or excess lead-210 ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) are used to estimate soil erosion rates at the hillslope scale (Schuller et al., 2006; Sepulveda et al., 2008), or to characterize the temporal transfer of sediment in larger river systems (Bonniwell et al., 1999). Their different half-lives ($T_{1/2} = 53$ days for ^7Be and $T_{1/2} = 22.3$ years for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) are particularly relevant to differentiate between fresh sediment tagged with ^7Be and older remobilized sediment depleted in ^7Be . Based on this simple principle, Matisoff et al. (2005) proposed to calculate the ^7Be : $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity ratio ($^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) in both rainwater and riverine sediment to estimate fresh sediment percentages in rivers and infer transfer times or transport distances. Alternative approaches used radionuclide mass-balance models such as the one proposed by Dominik et al. (1987) and improved by Le Cloarec et al. (2007), or associated both methods (Evrard et al., 2010). However, several limitations may arise regarding the assumptions underpinning those methods. The validity of radionuclides as tracers of sediment fluxes in large rivers has been recently questioned (Walling, 2012; Taylor et al., 2013). The main critics focussed on the potential difference of $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity ratio value in rainwater and in fresh sediment. This may occur when particles are tagged with radionuclides from successive storms and not with the event of investigation alone. Another concern arises from a possible misinterpretation of

$^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ variations measured in sediment, as low values may result from various processes: radionuclide decay; desorption (when sediment remained buried in the riverbed) or changes in the source of sediment with the supply of subsurface particles (depleted in fallout radionuclides; e.g., Whiting et al., 2005). In order to reduce those uncertainties, a third fallout radionuclide, cesium-137 (^{137}Cs ; $T_{1/2} = 30.2$ years) proved to be useful to distinguish between particles originating from soil surface and exposed to atmospheric fallout of bomb tests during the second half of the 20th century (Ritchie and McHenry, 1990) and particles from the subsurface, protected from ^{137}Cs and ^7Be fallout (e.g. Olley et al., 1993; Ben Slimane et al., 2013; Evrard et al., 2013).

In this study, experiments were carried out in the Houay Pano - Houay Xon embedded catchments located in Laos and exposed to summer monsoon, to quantify the respective contributions of soil surface and subsurface to suspended sediment loads during an erosive flood event that took place at the beginning of the rainy season in May 2012. The fallout ^7Be activity of the previous rainy season should have sufficiently decayed during the 6-months dry period to become negligible compared to their recent supply at the onset of the wet season. Every compartment of the erosional system, from rainwater to stream sediment, was sampled for fallout radionuclide analyses. Adsorption experiments were also conducted for ^7Be at the microplot's scale under natural rainfall and in the laboratory.

3.3.2. Study site

The Houay Pano catchment, located 10 km south of Luang Prabang in northern Laos (Fig. 3-1), is part of the MSEC (Multi-Scale Environmental Changes) network since 1998 (Valentin et al., 2008). The tropical monsoon climate of the region is characterized by the succession of dry and wet seasons with ca. 80% of rainfall occurring during the rainy season from May to October (Ribolzi et al., 2008). The Houay Pano stream has an average base flow of $0.4 \pm 0.1 \text{ L s}^{-1}$ and is equipped with 2 gauging stations that subdivide the catchment into nested subcatchments. These stations, S1 and S4, draining 20 ha and 60 ha respectively, are located along the main stem of the stream. Between S1 and S4 stations, water flows through a swamp (0.19 ha), supplied with water by a permanent groundwater table (Fig. 3-1). Only temporary footslope and flood deposits can be found along this narrow section of the

stream and the swamp represents the major sediment accumulation zone in the Houay Pano catchment. The Houay Pano stream flows into the Houay Xon River (22.4 km² catchment) and is continuously monitored at S10 (draining a 11.6 km² catchment), located 2.8 km downstream of S4. The Houay Xon is a tributary of the Nam Dong River, flowing into the Mekong River within the city of Luang Prabang (Ribolzi et al., 2010).

The geological basement of the Houay Pano catchment is mainly composed of pelites, sandstones and greywackes, overlaid in its uppermost part by Carboniferous to Permian limestone cliffs. Soils consist of deep (>2 m) and moderately deep (>0.5 m) Alfisols (UNESCO, 1974), except along crests and ridges where Inceptisols can be found (Chaplot et al., 2009). Soils have a low cation exchange capacity and a low pH ranging between 4.9 –5.5 across the catchment. Native vegetation consisted of lowland forest dominated by bamboos that were first cleared to implement shifting cultivation of upland rice at the end of the 1960s (Huon et al., 2013). Elevation across the catchment ranges ca. 272–1300 m.a.s.l. As cultivation takes place on steep slopes ranging between 3-150%, land use evolution in the catchment is prone to soil erosion (Chaplot et al., 2005; Ribolzi et al., 2011). Due to the decline of soil productivity triggered by soil erosion over the years (Patin et al., 2012) and to an increasing labour need to control weed invasion (Dupin et al., 2009), farmers progressively replaced rice fields by teak plantations in the catchment (Fig. 3-1). During the present study, main land uses in the Houay Pano catchment were teak plantations (36% of total area), rotating cropping land (35%), Job's tears (10%), banana plantations (4%) and upland rice fields (3%); the forest covering less than 9% of the area. The land use was different in the larger area drained by S10, with 56% of the surface covered with forests, 15% under teak plantations and 23% under cropland.

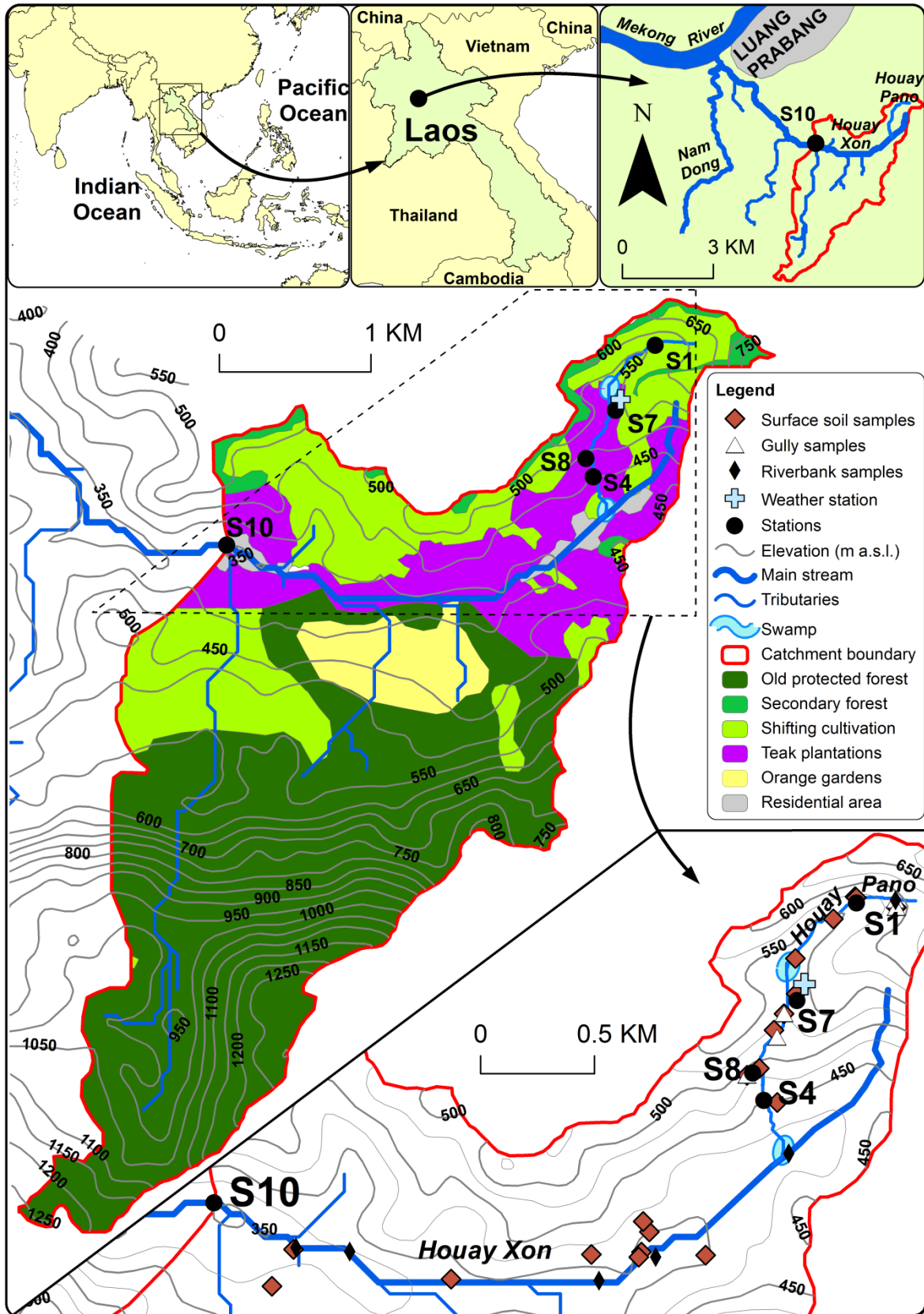


Figure 3-1: Location of the Houay Xon catchment (top). Houay Xon S10 subcatchment sampling stations and main land uses areas during the study (centre). Location of surface soil, gully and riverbank samples, swamp areas and weather station (bottom).

3.3.3. Materials and methods

3.3.3.1. Sample and data collection

Rainfall, stream and overland flow waters were sampled during the May 23 flood in 2012. Rainfall intensity was monitored with an automatic weather station (elevation: 536 m.a.s.l.) and stream discharge was calculated from water level continuous recording and rating curves. Rainfall was sampled with three cumulative collectors, located in the village near the confluence between Houay Pano and Houay Xon streams, near a teak plantation on the hillslopes located just upstream of the village and within the Houay Pano catchment. Overland flow was collected at the outlet of 1-m² experimental plots. Stream water was collected in plastic bottles after each 20-mm water level change by automatic samplers installed at each gauging station. Fifty-six total suspended sediment (TSS) samples were collected at the three stations (S1, S4, S10). Samples were dried shortly after collection in an oven ($t \approx 100^{\circ}\text{C}$) for 12-48 h. In addition, sediment deposited in the river channel was sampled the day before the May 23 flood to document the initial radionuclide activity. Surface soil samples (top 0–5 cm; $n=65$) were collected using plastic trowels on the hillslopes connected to the Houay Pano Stream and the Houay Xon River (Fig. 3-1) during three campaigns conducted in July 2002 (Huon et al., 2013), May 2012 and December 2012. Additional gully ($n = 6$) and riverbank ($n = 8$) samples were also collected in December 2012 to document the characteristics of the potential subsurface sources of sediment to the river.

Cumulative TSS exports were calculated at each station by summing the TSS masses exported between two successive sample collections. TSS concentration was considered to vary linearly between successive measurements. Sediment yields were calculated by dividing the cumulative TSS exports by the corresponding sub-catchment area.

3.3.3.2. Sample preparation and radionuclide analyses

To reduce the volume of rainwater (0.6 - 18 L) that would have been required to conduct direct gamma spectrometry analyses, fallout radionuclide recovery was performed in the field by co-precipitation with aluminium hydroxides (Ciffroy et al., 2003; Evrard et al., 2010). Samples were prepared by adding 1.5 g of aluminium

chloride hexahydrate. Co-precipitation was achieved by addition of 1-N NaOH solution until pH attained 8.5-9.0. After 5 hours, the supernatant was removed and the precipitates were placed in an aluminium tray and dried in an oven. All residues were placed in polypropylene tubes and sealed airtight to contain ^{222}Rn and allow in-growth of its decay products. Counting was conducted at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) in Gif-sur-Yvette by gamma spectrometry using a low-background, high-efficiency, well-type Ge detector with a crystal volume of 220 cm^3 (GWL-220-15 Ortec®). Most samples were analysed within less than 53 days (^7Be half-life) following the rainfall event.

Radionuclide activities were measured in a total of 45 individual or composite (depending on the quantity of material recovered) suspended sediment samples (0.2 – 15.1 g), 1 riverbed sediment sample (72 g) and 29 soil samples (48 – 78 g). Samples were packed into 15-60-ml (depending on the quantity available) polyethylene specimen cups and sealed airtight. The ^7Be , ^{137}Cs and ^{210}Pb activities were determined at 477.6 keV, 661.6 keV and 46.5 keV, respectively, by gamma spectrometry using the very low-background coaxial N- and P- type GeHP detectors (Canberra® and Ortec®) at LSCE. $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, was calculated by subtracting the supported activity from the total ^{210}Pb activity (measured at 46.5 keV) using two ^{226}Ra daughters, i.e. ^{214}Pb (average count at 295.2 and 351.9 keV) and ^{214}Bi (609.3 keV). When insufficient matter was available (<5 g), counting was performed with the same well-type Ge detector as for rainfall analyses. All measurements were corrected for background level determined every two months as well as for detector and geometry efficiencies. All results were expressed in Bq kg^{-1} . Activities were also decay corrected to the sampling date. Counting time reached a maximum of $\text{ca. } 13 \times 10^4\text{ s}$ for rainwater samples and $\text{ca. } 25 \times 10^4\text{ s}$ for soil and sediment samples, to minimize ^7Be decay during counting. Counting efficiencies and reliability were conducted using internal and certified International Atomic Energy Agency (IAEA) standards prepared in the same specimen cups as the samples. Efficiencies were interpolated for ^7Be energy. Uncertainties on radionuclides activities were $\text{ca. } 10\%$ for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, 20% for ^7Be and up to 30% for ^{137}Cs .

3.3.3.3. Estimates of fresh sediment (F) and surface soil (α) contributions to suspended loads

Respective proportions of (1) fresh sediment vs. particles isolated from recent fallout and, (2) surface soil -derived particles and subsurface particles (mobilized from gullies and riverbanks) were estimated in TSS load. The fresh sediment proportion in TSS load was estimated following the method (Eq. 3-1) proposed by Matisoff et al. (2005):

$$F = 100 \times [(A/B) / (A_0/B_0)] \quad (3-1)$$

where F is the percentage of fresh sediment, A and B are the ^7Be and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities in suspended sediment (Bq kg^{-1}) and A_0 and B_0 are the ^7Be and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities in rainfall (Bq l^{-1}).

Proportion of surface soil -derived particles in a given sediment sample was estimated with Eq. 3-2 (e.g., Brigham et al., 2001; Olley et al., 2012):

$$\alpha = 100 \times [(C_{\text{Ssample}} - C_{\text{Ssubsurf.}}) / (C_{\text{Ssurf.soil}} - C_{\text{Ssubsurf.}})] \quad (3-2)$$

where α is the percentage of particles derived from surface soil, C_{Ssample} is the ^{137}Cs activity in the sample, $C_{\text{Ssubsurf.}}$ is the mean ^{137}Cs activity in the subsurface soils and $C_{\text{Ssurf.soil}}$ is the mean ^{137}Cs activity in the surface soils.

3.3.3.4. Checking the field recovery procedure and the assumptions underpinning the ^7Be method

In order to determine the efficiency and reproducibility of radionuclide recovery by co-precipitation, experiments were carried out at LSCE. Six aliquots (2 L each) of rainwater were prepared by adding aluminium chloride hexahydrate. Three of them were completely evaporated using heating plates at 150°C for two days, assuming that 100% yields are obtained by total evaporation (Cazala et al., 2003). Co-precipitation was conducted on the three other aliquots using the procedure described in section 3.3.3.2. Supernatants were also evaporated to determine the residual radionuclide activity that might still be present in the solution after precipitation.

A simple experiment was carried out to assess ^7Be adsorption kinetics on soil particles during rainfall. Five aliquots of a composite topsoil sample collected in the Houay Pano catchment in Laos were mixed with rainwater (4.4 g L^{-1}) and centrifuged at high velocity (25,000 rpm, ca. $78650 \times g$) using the Beckman Coulter® J-26 XP air-

cooled centrifuge facility at UMR Bioemco. The total contact time between soil particles and rainwater, including acceleration and deceleration phases of the centrifuge, were 13, 23, 31, 41 and 72 min. After removal of supernatants, recovered sediments were evaporated and analysed by gamma spectrometry as described in section 3.3.3.2.

In order to check the underlying assumption that fresh sediment labelling is characterized by a $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ similar to that of rainwater, ratios were compared in both rainfall and overland flow water. To this end, overland flow and rainfall samples were collected simultaneously at the outlet of a 1-m² experimental plot and of a ca. 8-m² rain-collector during the June 1 rainfall event at the field site. The experiment was conducted on a fallow soil with 33% slope and 60% vegetation cover (ca. 10 cm high). The rain collector was installed at 1.8 m height from the soil surface to avoid splash contamination. Rainwater and overland flow samples were collected in plastic bottles at the outlet of the plot and of the rain collector. Radionuclide activities were determined in TSS samples dried in an oven, and radionuclide recovery of rainfall samples was realized by co-precipitation as described in section 3.3.3.2. Radionuclide stock variations for the experimental plot were calculated with 1 min-steps during the event using Eq. 3-3:

$$\Delta S_t = I_t - E_t \quad (3-3)$$

Where ΔS_t is the stock variation of the plot, I_t is the amount of radionuclide supplied by rainfall to the plot and E_t is the amount of radionuclide exported from the plot by overland flow, between time t-1 and time t (expressed in Bq m⁻²).

3.3.3.5. Particle size distribution measurements

Particle size distribution was analysed after a 48-h rehydration of TSS samples (≈1 g) in 50 mL of distilled water, followed by a 5-min immersion in a Branson 2510 ultrasonic cleaning bath. We used the laser diffraction system (Malvern® Mastersizer 2000) coupled to a liquid dispersing unit (Hydro 2000G) both available at the Earth Science Department (University Paris-Sud, Orsay, France). The parameter chosen for comparison between the particle size distributions is d_{50} , corresponding to the median diameter of sediment particles (expressed in μm) with 50% of total volume of particles in the sample below this grain size (e.g. Grangeon et al., 2012).

3.3.3.6. Water electrical conductivity measurement

In order to characterize stream / river baseflow dilution by storm event water, water electrical conductivity was monitored every 6-min at the inlet of each gauging station using Schlumberger in situ CTD probes, and additional measurements were conducted using an YSI® 556 probe on each collected sample.

3.3.4. Results

3.3.4.1. Checking methodological assumptions

3.3.4.1.1. Radionuclide recovery procedure

Reproducibility and efficiency of fallout radionuclide recovery procedures used in this study are presented for ^7Be . Reproducibility was slightly better when conducting the total evaporation procedure (as described in Cazala et al., 2003), with a deviation of *ca.* 0.5% between triplicates, than when achieving co-precipitation (5% deviation). Differences induced by both treatments were lower than the 10% analytical uncertainty associated with ^7Be activities measured by gamma spectrometry. The recovery was equivalent for both co-precipitation ($90 \pm 6 \text{ mBq L}^{-1}$) and evaporation ($86 \pm 6 \text{ mBq L}^{-1}$) procedures. Activities measured in the supernatant (co-precipitation procedure) remained below the lower instrumental detection limits (<3% of co-precipitated sample activity) and a *ca.* 100% recovery of fallout radionuclides can therefore be assumed.

3.3.4.1.2. Fallout radionuclide adsorption kinetics

The adsorption kinetics experiment did not show any significant variation in ^7Be and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity with time. The ^7Be activity in rainwater used in the experiment was $15 \pm 2 \text{ Bq kg}^{-1}$ and the initial ^7Be activity was null for soil particles. Mean activities of $10 \pm 3 \text{ Bq kg}^{-1}$ (range: 7 ± 2 to $13 \pm 3 \text{ Bq kg}^{-1}$) for ^7Be and $29 \pm 3 \text{ Bq kg}^{-1}$ (range: 25 ± 4 to $32 \pm 4 \text{ Bq kg}^{-1}$) for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ were determined in particles. Taking into account all analytical uncertainties, total rainwater ^7Be adsorption was fulfilled at *ca.* 75-100% for all samples. The supply of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ by rainfall ($2.0 \pm 0.2 \text{ Bq kg}^{-1}$) was low compared to its initial content in the soil ($26 \pm 2 \text{ Bq kg}^{-1}$). However, the activity in $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ measured in the soil after the experiment ($28 \pm 2 \text{ Bq kg}^{-1}$) remained consistent with the occurrence of additional sorption. Furthermore, ^7Be - and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ - sorption by soil

particles occurred in less than 13 min, corresponding to the shortest contact time between water and soil particles that could be achieved during the experiment. ^7Be and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ labelling of soil particles by rainfall occurred very quickly as shown in other studies (e.g. Taylor et al., 2012).

3.3.4.1.3. Fresh sediment labelling by rainfall

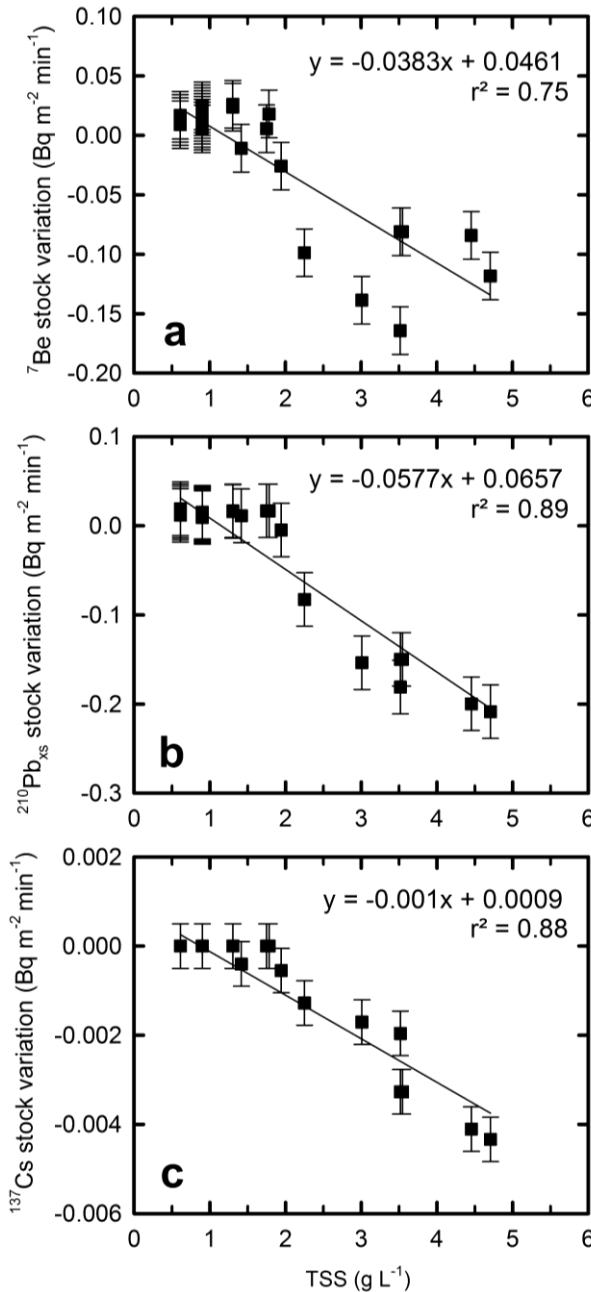


Figure 3-2: ^7Be , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^{137}Cs stock variations vs. total suspended sediment (TSS) concentration in overland flow exported from the 1-m² experimental plot during the June 1 event. Error bars represent 1 σ uncertainty.

During the 1-m² plot experiment conducted on June 1, a 45 min- storm event with 11-mm cumulative rainfall occurred. It triggered the export of 8.5 L of overland flow and 20 g of fresh sediment. TSS samples ($n = 13$) were mixed together to form 3 successive composite samples. Rainfall was characterised by activities ranging $57 - 171 \pm 30 \text{ mBq L}^{-1}$ for ^7Be and $37 - 166 \pm 30 \text{ mBq L}^{-1}$ for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. Initial activities in surface soil (5 upper mm) collected on May 31 before rainfall were $8 \pm 1 \text{ Bq kg}^{-1}$ for ^7Be and $60 \pm 2 \text{ Bq kg}^{-1}$ for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. Overland flow collected during rainfall displayed activities ranging $31 - 219 \text{ mBq L}^{-1}$ for ^7Be and $11 - 345 \text{ mBq L}^{-1}$ for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. Related activities in suspended sediments ranged $24 - 95 \pm 10 \text{ Bq kg}^{-1}$ for ^7Be and $10 - 100 \pm 10 \text{ Bq kg}^{-1}$ for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. By comparison of radionuclide inputs and exports (expressed in $\text{Bq m}^{-2} \text{ min}^{-1}$) from the experimental plot, stocks of radionuclides were calculated for each time step using Eq. 3. Stock variations were correlated with TSS concentration

for ^7Be ($r^2 = 0.75$; Fig. 3-2a), $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ($r^2 = 0.89$; Fig. 3-2b) and ^{137}Cs ($r^2 = 0.88$; Fig. 3-2c), confirming that radionuclides were adsorbed by particles. Rainfall ^7Be and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ inputs compensated the exports by TSS loads below 2 g L^{-1} in the overland flow.

Rainwater brought a total amount of 1.02 Bq m^{-2} for ^7Be and 1.01 Bq m^{-2} for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (ratio: 1.0 ± 0.2). In the same time, overland flow exported 1.30 Bq m^{-2} for ^7Be and 1.59 Bq m^{-2} for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (ratio: 0.8 ± 0.2). Comparing total cumulative inputs and exports, stock depletions were -0.27 Bq m^{-2} , -0.59 Bq m^{-2} and -0.02 Bq m^{-2} during the event for ^7Be , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^{137}Cs , respectively. However, as no soil sample was collected after the event, control of the stock balance could not be achieved. Overland flow particles F were estimated to $81 \pm 20\%$, consistent with the assumption that freshly labelled sediments have $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ similar to rainfall. Taking into account analytical errors associated with gamma - counting and their impact on $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ estimates, this result strengthens the reliability of this ratio to fingerprint fresh sediment supply at the onset of the rainy season.

3.3.4.2. Application of the tracing method to a flood

3.3.4.2.1. Composition of potential sources of sediment within the catchment

Mean radionuclide characteristics of surface soils, gullies and stream banks materials collected in the catchment are reported in Table 1. Surface and subsurface (stream banks and gullies) sources were best discriminated by their ^{137}Cs activity that is higher in surface soils.

Table 3-1: Mean radionuclide activity (± 1 standard deviation) for surface soils, gullies and stream bank samples in the Houay Pano and Houay Xon catchments

Location	Number of samples	^{137}Cs (Bq kg^{-1})	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (Bq kg^{-1})
Surface soils*	65	2.2 ± 0.9	38 ± 19
Stream banks**	8	0.4 ± 0.3	14 ± 11
Gullies**	6	0.4 ± 0.3	21 ± 27

*Data from Huon et al. (2013) decay-corrected to 2012 and this study (2012),

**this study (2012).

3.3.4.2.2. Hydro-sedimentary characteristics of the May 23 flood

The particles exported during a flood at the onset of the rainy season 2012 in the Houay Xon catchment were collected successively all along the event at nested stations (Fig. 3-1) and analysed to investigate their sources and dynamics. The main characteristics of this event are described thereafter. The studied flood was triggered by a storm that occurred on May 23 2012 between 11:36 am and 12:24 pm. Rainfall intensity reached 85 mm h^{-1} between 11:54 am and 12:00 am, and cumulated 27 mm rainfall in 48 min. This event was below 0.01 y return period value (34.7 mm daily rainfall), according to Bricquet et al. (2003) for the 1950-2000 period. It was the first significant erosive event of the rainy season and the first event with rainfall intensity exceeding 80 mm h^{-1} . Rainfall samples collected during the event displayed ^7Be activities ranging between 110 – 330 mBq L^{-1} . The main hydro-sedimentary characteristics of the flood are reported for the three gauging stations in Fig. 3-3, 3-4 and 3-5.

The lag time between stream discharge (Q) and rainfall intensity peaks differed at each station. Q increased 10 min after the rainfall peak and reached its maximum 10 min later at S1 (Fig. 3-3a), whereas both peaks were synchronous at S4 (Fig. 3-4a). Downstream at S10, the lag time between rainfall and Q peaks increased to 70 min (Fig. 3-5a). The evolution of TSS concentration as a function of stream discharge (Fig. 3-3b, 3-4b, 3-5b) displayed counterclockwise hysteresis dynamics (Williams, 1989) in the three subcatchments. Even though Q increased faster than TSS concentration at the beginning of the flood, water EC decreased concomitantly in the three stations (Fig. 3-3c, 3-4c, 3-5c), suggesting the progressive mixing of pre-event water (i.e. groundwater) with a low TSS concentration by weakly mineralized event water (i.e. overland flow) with high sediment loads, the proportion of the latter increasing with decreasing EC.

Despite relatively common TSS-Q trends, major differences between the three stations were observed. At S1 the TSS maximum occurred 10 minutes after the water discharge peak and differed markedly between the water rising and recessing stages. During a second stage, TSS increased rapidly at the onset of Q decrease, reflecting the contribution of overland flow loaded with sediments originating from remote areas of the subcatchment. During a third stage, TSS and Q decreased together.

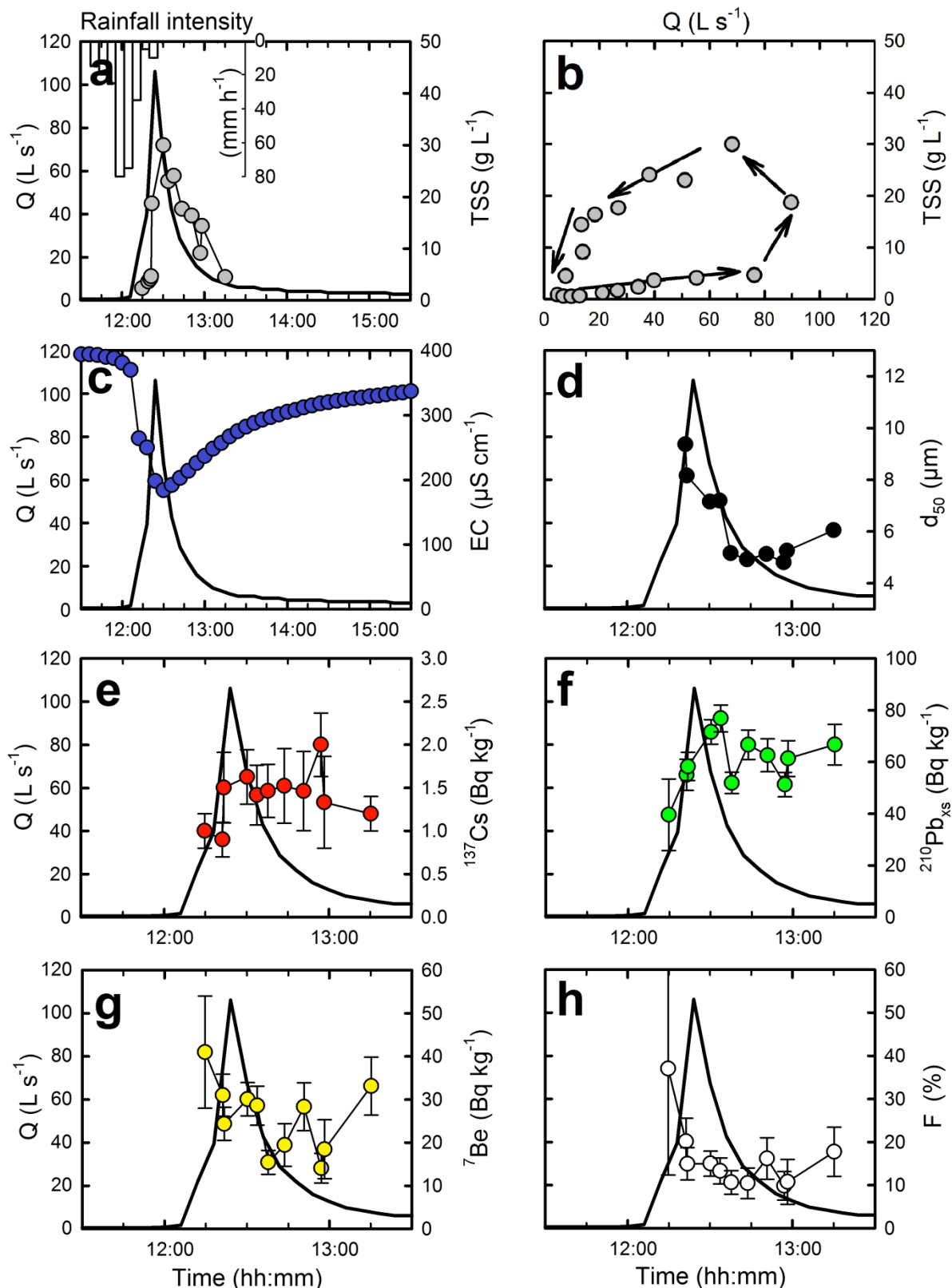


Figure 3-3: Evolution of rainfall intensity, stream discharge (Q, thicker solid line), total suspended sediment (TSS) concentration, electric conductivity (EC), median particle size (d_{50}), ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^7Be activities and calculated percentage of fresh sediment (F; see text) at upstream station S1 (Houay Pano Stream) during the May 23 flood. Error bars represent 1σ uncertainty.

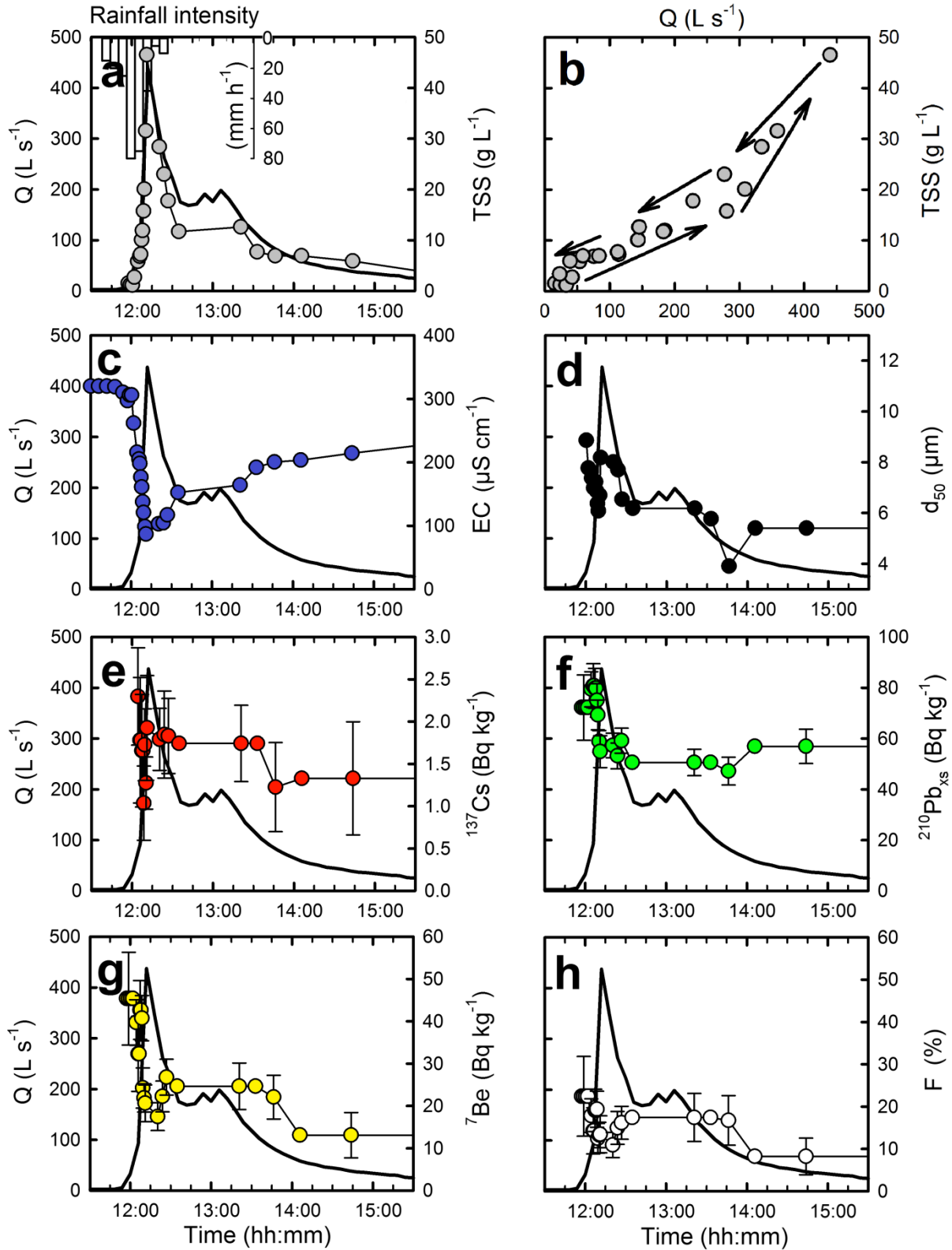


Figure 3-4 : Evolution of rainfall intensity, stream discharge (Q, thicker solid line), total suspended sediment (TSS) concentration, electric conductivity (EC), median particle size (d_{50}), ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^7Be activities and calculated percentage of fresh sediment (F; see text) at intermediate station S4 (Houay Pano Stream) during the May 23 flood. Error bars represent 1σ uncertainty.

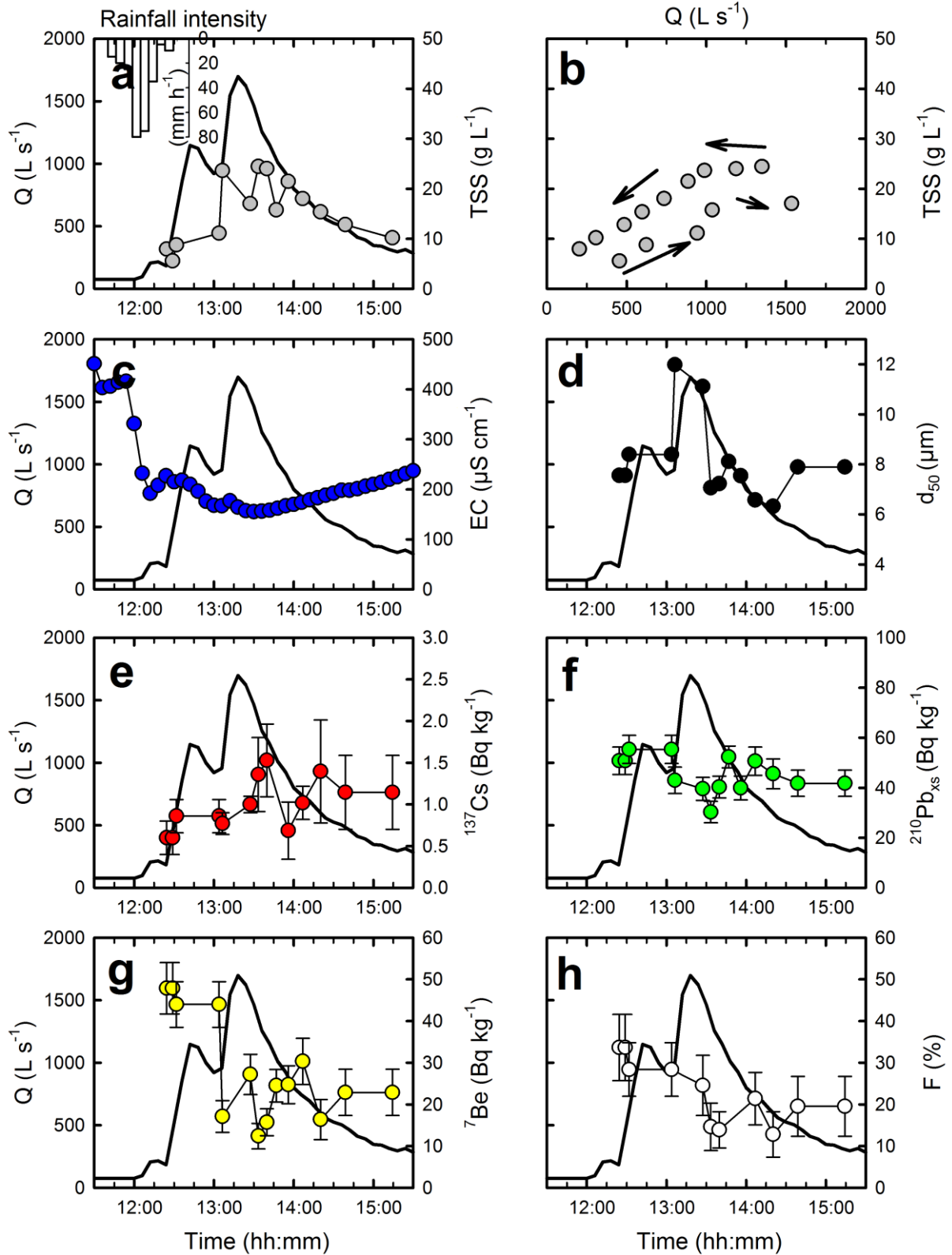


Figure 3-5: Evolution of rainfall intensity, stream discharge (Q, thicker solid line), total suspended sediment (TSS) concentration, electric conductivity (EC), median particle size (d_{50}), ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^7Be activities and calculated percentage of fresh sediment (F; see text) at downstream station S10 (Houay Xon River) during the May 23 flood. Error bars represent 1σ uncertainty.

Station S4 showed the fastest response to rainfall. In contrast to S1, S4 displayed three discharge peaks. The first (and main) one likely corresponds to the contribution, upstream of the station, of hillslopes relatively close and well connected to the stream channel. The second and/or third peaks rather result from later arrival (at 12:55) of water flow originating from remote parts of the catchment (including that exported from S1 30 min before). The evolution of Q vs. TSS followed close pathways during the rising and falling water stages (Fig. 3-3b, 3-4b). At S10, downstream of S4, Q increased with a time-shift of 22 min after the rainfall peak and the maximum Q was reached 45 min later. Two successive water discharge peaks were related to three successive TSS peaks (Fig. 3-5a), reflecting contributions to the river from distinct parts of the catchment. Each of the two first TSS peaks occurred *ca.* 30 min after the related Q peak. The first TSS peak (24 g L^{-1}) was recorded just before the second Q peak whereas the second and the third TSS peaks (respectively 25 and 22 g L^{-1}) occurred during the recessing stage, 22 and 27 min later.

Overall, high TSS concentrations ($> 5 \text{ g L}^{-1}$) were maintained during the recession phase at the three monitoring stations. The amounts of sediment (calculated as described in section 3.3.3.1) exported from the three subcatchments are summarized in Table 3-2.

Table 3-2 : Sediment budget for the May 23 flood event

Gauging station	S1	S4	S10
Suspended sediment exports (Mg)	2.3	26	130
Catchment surface (km^2)	0.20	0.60	11.6
Sediment yields (Mg km^{-2})	11.5	43.3	11.2

The highest sediment yield was calculated at S4. It might be related to the larger area covered by teak plantations sensitive to soil erosion (32%) in this subcatchment, that is two-fold smaller than in the drainage areas of S1 (14%) and S10 (15%). The river channel morphology and the hillslope-to-river connectivity varied across the area, as mentioned above in the description of hydro-sedimentary characteristics. The higher connectivity between cultivated hillslopes and the river upstream of S4 might also explain the higher sediment yield from this station.

3.3.4.2.3. Radionuclide measurements and estimates of fresh sediment (F) and surface-derived particle (α) contributions

Rainfall activities ranged 0.11-0.33 Bq L⁻¹ and 0.04-0.12 Bq L⁻¹ for ⁷Be and ²¹⁰Pb_{xs} respectively, with a mean ⁷Be/²¹⁰Pb_{xs} of ca. 2.8. Weight fractions of fresh sediment were calculated for all TSS samples using this latter value. As expected, ¹³⁷Cs was not detected in rainfall. No ⁷Be activity (<3 Bq kg⁻¹) could be determined for the deposited sediment sample collected just before the flood (May 22) upstream S4 confirming the almost complete decay of the previous year fallout.

At S1 and S4, ¹³⁷Cs activity in TSS increased with water discharge from ca. 1.0 Bq kg⁻¹ during the rising stage, then peaked near its maximum level (1.5-2.0 Bq kg⁻¹) and remained nearly constant (ca. 1.5 ± 0.6 Bq kg⁻¹) during the falling stage period (Fig. 3-3e, 3-4e). The evolution was more variable at S10 (Fig. 3-5e). During the beginning of the rising stage, ¹³⁷Cs activity in TSS was rather stable (ca. 0.8 ± 0.2 Bq kg⁻¹) with intermediate values between surface soil signature and ¹³⁷Cs-depleted particles, found in gullies and stream banks (Table 3-1). In contrast, ²¹⁰Pb_{xs} activities measured at S1, S4 and S10 (Fig. 3-3f, 3-4f, 3-5f) were generally higher than the average level measured in catchment soils (ca. 40 Bq kg⁻¹, Table 3-1), in particular during the rising stage of the flood at S4. Contrary to ¹³⁷Cs, ⁷Be activities (and corresponding ⁷Be/²¹⁰Pb_{xs}) were higher during the rising stage and then started to drop at peak flow maximum (Fig. 3-3g, 3-4g, 3-5g), following a dilution pattern consistent with the behaviour of water EC (Fig. 3-3c, 3-4c, 3-5c). The overall trend in S10 consisted in the mixing of: (i) particles with low ¹³⁷Cs activities but tagged with ⁷Be and ²¹⁰Pb_{xs} supplied by recent rainfall and (ii) sediments initially originating from surface soils with high ¹³⁷Cs but low ⁷Be activities (which suggests that they were isolated from recent fallout labelling).

A F value of ca. 10-30% was estimated during flood peaks and falling water stages (Fig. 3-3h, 3-4h, 3-5h). Values in ⁷Be/²¹⁰Pb_{xs} were not significantly different in most samples, except during the beginning of the flood rise in S10 (Fig. 3-5h). Those large analytical uncertainties were either due to low sediment yields or to the short gamma counting time to allow for analysing the entire sample set. However, proportional calculations show that mixing of (1) 20-25% of fresh sediment originating from stream banks, depleted in ¹³⁷Cs (ca. 0.4 Bq kg⁻¹, Table 1), with (2) 75-80% of ¹³⁷Cs- labelled

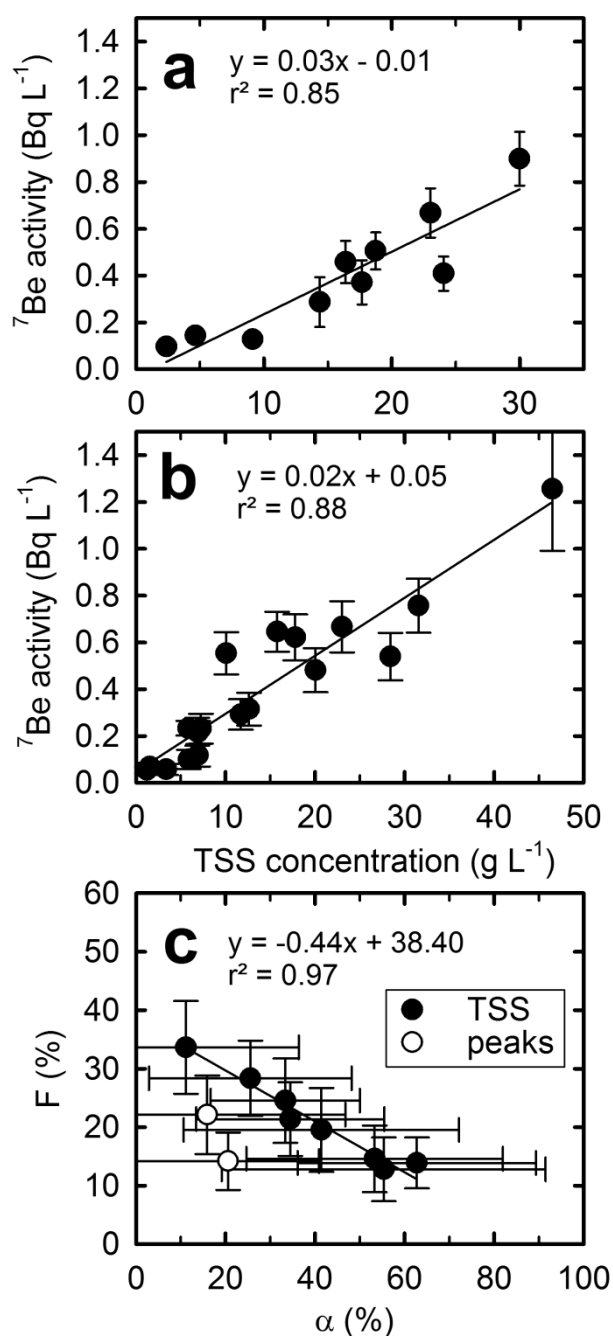


Figure 3-6: Correlations between total suspended sediment (TSS) concentration and ^7Be activity at S1 (a) and S4 (b); c: relation between calculated percentage of fresh sediment (F) and calculated percentage of particles derived from surface soil (α) at S10 during the May 23 flood. Regression lines only consider black filled circles (c: peaks samples -white filled circles- are excluded from the regression). Error bars represent 1σ uncertainty.

surface soil particles (ca. 2.2 Bq kg^{-1} , Table 1), would provide estimates of ca. 1.8 Bq kg^{-1} , consistent with the ^{137}Cs activities measured in TSS at S1 and S4 (Fig. 3-3e, 3-4e). The contribution of fresh sediment was more important at S10, up to ca. 35% at the beginning of the flood (20% of TSS export during the flood). At S1 and S4, ^7Be activities (in Bq L^{-1}) were positively correlated with TSS concentrations ($r^2 = 0.85$ and 0.88 , respectively; Fig. 3-6a, 3-6b) during the entire flood. This behaviour confirms that ^7Be is transported by the solid phase in the stream samples of the Houay Pano upstream catchment. However, for S10, no clear trend was observed, reflecting the more complicated relations that link ^7Be -labelling to the TSS concentration in the downstream part of the Houay Xon catchment.

Results obtained at S10 suggest a mixing between a ^7Be -labelled source of

fresh sediment and remobilized sediment from the river channel. In addition, variations in the origin of suspended sediment were observed at this station. Mean ^{137}Cs activity measured at S10 (ca. 1.0 Bq kg^{-1}) was lower than at S1 (1.4 Bq kg^{-1}) and S4 (1.6 Bq kg^{-1}), revealing a larger

contribution of particles originating from subsurface sources at this station, which is consistent with our field observations. Vegetated riverbanks are less sensitive to erosion upstream of S4 where the stream bed does not deeply incise the bedrock. Using Eq. 2 (section 3.3.3.3), we estimated a contribution of *ca.* 90% of ^{137}Cs -depleted sediment at the beginning of the flood. A potential explanation would be that those particles were initially supplied to the river by stream bank erosion or collapse during the former wet season(s). At the end of the previous rainy season, i.e. 6 months before the studied flood, this sediment was deposited in the river channel. As the river level decreased during the dry season subsequent exposure to atmospheric fallout took place at the beginning of the wet season. The morphology of the riverbed upstream of S10 is consistent with the formation of such deposits. The remainder of sediments depleted in both ^{137}Cs and ^7Be were likely "older" particles originating from riverbanks or gullies and deposited in the river channel during the previous years. Furthermore, when plotting estimated F and α for S10, nearly all data points (except 2) are aligned (Fig. 3-6c). Those two samples correspond to the first and the third TSS peaks, which are likely associated with the export of material with a different origin. Both samples are located below the regression line, reflecting their depletion in fallout radionuclides. When excluding those samples, a negative linear correlation ($r^2=0.97$; Fig. 3-6c) is observed during the flood. This behaviour indicates that high contributions of fresh sediment are associated with exports of particles originating from subsurface soils, whereas remobilized sediments are mainly originating from surface soils. This observation outlines the existence of a source of fresh sediment, derived from collapsed riverbanks, that represents a significant proportion of the TSS load conveyed at this station.

3.3.4.2.4. Particle size distribution of suspended sediments

The relationship between TSS grain size and water discharge was investigated by comparing d_{50} (median particle size) values for the three stations (Fig. 3-3d, 3-4d, 3-5d). The lowest d_{50} value (4 μm) was recorded at S4 at the end of the flood whereas, the highest value (12 μm) was measured during the discharge maximum at S10. Mean d_{50} at S1, S4 and S10 reached 6.3, 6.9 and 8.1 μm , respectively, reflecting the increasing discharge and the higher competence of the river in downstream direction.

All three stations presented high d_{50} during the peaks of discharge that corresponded to the transport of both freshly eroded and remobilized particles. During the recessing stage of the flood, transport was progressively replaced by deposition of particles on the streambed, as d_{50} decreased to 5, 5.5 and 6 μm at S1, S4 and S10 respectively.

3.3.5. Discussion

3.3.5.1. Sediment sources and dynamics along the river continuum

The contrasted evolution of discharge and suspended sediment concentration in the three subcatchments was mainly controlled by the size of their contributing areas: (i) the smallest catchment (20 ha) displayed a single discharge peak associated with a single peak of TSS, (ii) the medium sized catchment (60 ha) displayed a main discharge peak (simultaneous with a TSS peak) followed by two small peaks with likely remote upstream origins, (iii) the largest catchment (11.6 km²) presented a succession of three individualized discharge peaks of increasing level with lagging TSS peaks.

The time-lag between water and sediment observed at S10 may result from the presence of a dense vegetation cover on both riverbed and banks that represent obstacles to flow propagation (Gurnell, 2007). Although it did not stop completely the transport of upstream particles as the discharge was high, it may have slowed them down, by increasing Houay Xon River channel hydraulic roughness (Manning, 1889). Furthermore, the distance increases this effect (Heidel, 1956) as S4 sediment exports had to travel approximately 3 km before reaching S10. As reported by Williams (1989), such counterclockwise hysteresis dynamics may also occur in highly erodible catchments submitted to prolonged erosion. Similar lagging sediment peaks were also observed in larger catchments receiving the successive contributions from areas characterized by low and high specific sediment yields (Yun-Liang et al., 1985). Inversely, Whiting et al. (2005) reported clockwise hysteresis dynamics for suspended sediment concentration and fallout radionuclide activity (in Bq L⁻¹) recorded at successive stations along the Yellowstone River (samples collected during seven different floods between April and July 2000). The changes in suspended sediment signatures during the flood at the upstream stations (S1 and S4) indicate that they were mostly derived from surface soils (tagged by 20th century ¹³⁷Cs fallout), which is consistent with previous observations made in the Houay

Pano catchment (Huon et al., 2013). Previous works by Chaplot et al. (2005) reported the formation of gullies and rills on hillslopes upstream of S4 and S1 in 2001. However, most of those linear features formed during a rainfall event of higher intensity (90 mm cumulative rainfall; return period > 2 yrs). This storm took place in

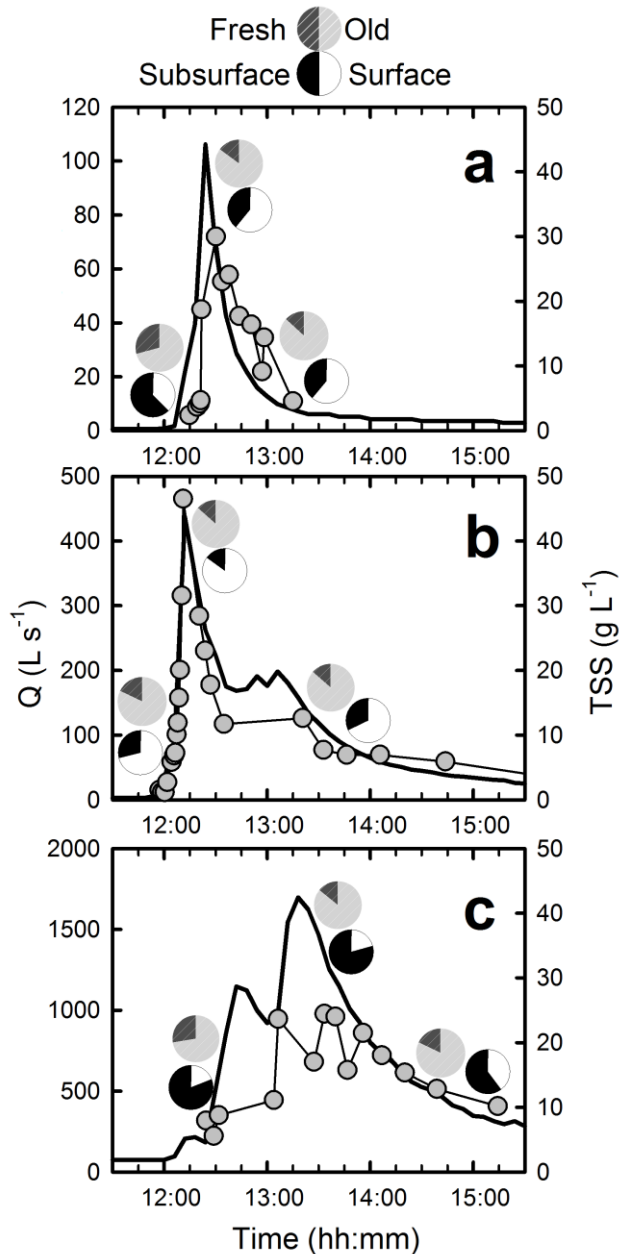


Figure 3-7: Evolution of stream discharge (Q, thicker solid line), total suspended sediment (TSS) concentration (small grey circles), calculated proportions of (1) particles derived from surface /subsurface soil (white/black pie chart) and (2) old/fresh sediment (light-grey/dark-grey pie chart) at S1 (a), S4 (b) and S10 (c) during each stage of the May 23 flood (rise-peak-recession).

August, i.e. at the period of the rainy season with the lowest infiltrability and highest mean monthly rainfall (Patin et al., 2012). During the 23 May 2012 event, no active gully was observed in the field. Furthermore, we could not quantify specifically the contribution of rill erosion to sediment exports for this event (Evrard et al., 2010; Ben Slimane et al., 2013). Nevertheless, suspended material conveyed at the downstream station contained lower ¹³⁷Cs activities, suggesting a switch in the source of particles at this scale with the likely contribution of collapsed riverbanks (e.g. Nagle and Ritchie, 2004).

Decreasing ¹³⁷Cs fluxes with increasing drainage areas had been previously reported by Whiting et al. (2005) and interpreted as resulting from bank erosion increase in downstream direction. These authors also reported the dominance of new sediment at upstream stations and early in the hydrograph. Indeed, the global trend observed at S10 corresponded to the arrival, at the beginning of the flood, of particles from collapsed riverbanks originating from the Houay Xon River

channel section, associated with a first peak of discharge. Then, during the main discharge peak, more particles mobilized from remote surface soils by overland flow were exported. Those materials were mixed with remobilized sediment from the river channel that diluted the fresh sediment input signal. Finally, as Q decreased, remobilized and eroded particles from most remote sources were exported and progressively deposited.

Cumulative exports of fresh sediment were estimated to *ca.* 0.3, 3 and 26 Mg for S1, S4 and S10, respectively. They represented respectively *ca.* 13, 12 and 20% of the total suspended sediment exports previously estimated (see section 3.3.4.2.2). Corresponding estimates in individual suspended sediment samples ranged *ca.* 10 - 60% of surface soil-derived particles. Furthermore, the mean contribution of surface-derived particles was estimated to *ca.* 60 and 76% at S1 and S4, respectively, whereas it amounted to only 29% at S10, reflecting the importance of subsurface sources contribution downstream of S4 (Fig. 3-7).

3.3.5.2. Methodological assumptions and prospects

Due to the absence of pre-event ^7Be labelling (Appendix) the May 23 flood event appeared to be the first major erosive flood of the 2012 rainy season. Therefore, the hypotheses underpinning the use of the $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ method (Matisoff et al., 2005; Schuller et al., 2006) were simplified. At the plot scale, $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ in rainwater and fresh sediment showed a strong similarity during a comparable storm to that of May 23. As this study focused on a single event of short duration (*ca.* 1h rainfall with 60% total cumulative water depth in 12 min) the use of a single integrated value for rainfall $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ proved to be meaningful. However, for longer lasting events, progressive decrease of radionuclide content in rainwater may occur (Wallbrink and Murray, 1994; Ioannidou and Papastefanou, 2006). In order to estimate radionuclide signature of fresh sediment inputs to the rivers, overland flow could be collected and analysed instead of rainfall. Indeed, as showed by Chaplot and Poesen (2012), only a limited proportion of soil-detached (and freshly ^7Be -labelled) particles may reach the Houay Pano stream channel and be transported downstream. The transport of those particles by overland flow progressively decreased with rainfall intensity and most of mobilized materials were deposited and remained on hillslopes. Comparable conclusions could be drawn from soil ^{137}Cs inventories (Huon et al., 2013). This

behavior may be responsible for the global trend to progressive decrease of ^7Be activity in TSS observed at all stations during the event.

Studies investigating $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ variations in catchments and rivers grew in number during the last years (Taylor et al., 2013). However, they were conducted over a wide range of time (1h–1yr) and spatial scales (0.7–390 km²) for different environmental and climatic contexts, and their results may not be easy to compare to our study. The main $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ values and related F estimates found in the literature are summarized in Table 3-3. A large seasonal variability was observed for these ratios depending, among other factors, on the origin of air masses evolving throughout the year and across regions (Bourcier et al., 2011). We could, nevertheless, compare our results with those obtained for a composite sediment sample collected during the first erosive flood of the rainy season in central Mexico (Evrard et al., 2010) where similar conditions prevailed.

Table 3-3: Comparison of $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and estimates of fresh sediment proportion (F) compared to literature data

References	Location	Spatial scale	Temporal scale	$^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$		F
				rainfall	sediment	
This study	Northern Laos	3 nested subcatchments (0.2-11.6 km ²)	1 storm event	2.8	0.2 – 1.0	8 – 37 %
Evrard et al., 2010	Central Mexico	3 subcatchments (3 – 12 km ²)	8 – 18 storms (6 months)	7- 27	2 – 14	10 – 80 %
Bonniwell et al., 1999	ID, USA	Catchment (390 km ²) - River (ca. 30 km reach)	3 months	<i>n.a.</i>	0.3 – 3.8	18 – 96 %
Matisoff et al., 2005	OH; AL; OR, USA	3 catchments (70 km ²)	Individual storms (1 year)	13 - 17	1.0 – 1.7	6 – 14 %
Huisman et al., 2013	WI, USA	Catchment (12.4 km ²)	7 campaigns (6 months)	3 - 12	0.1 – 5.5	1 – 100 %

n.a. = not available

A comparable contribution of fresh sediment (ca. 25 ± 4%) was supplied to the stream, suggesting the dominance (75–87%) of processes remobilizing “older” material at the beginning of the wet season. However in both cases, more detailed spatial information is needed to characterize the origin (surface vs. subsurface) of both freshly eroded and remobilized sediment. In this study, we could determine the sources supplying suspended sediment (mainly derived from surface soils) during this early monsoon event and constrain their dynamics. The bulk of exported particles

was remobilized from previous year deposits accumulated in the stream/river channel system.

The chosen nested approach provided a way to outline changes in the succession of dominant processes along the river system, from headwaters to the outlet with contrasting sensitivities to erosion along the stream path (Table 3-2) and a variable connectivity between hillslopes and the main river channel. Whilst hillslopes were directly connected to the stream in upper parts of the catchment, the connection between surface sources and the Houay Xon River was less direct in the downstream sections, characterized by a gentler topography and the presence of depositional areas including a swamp and a wider river channel. Furthermore, the variations in land uses and covers characterized by varying sensitivities to erosion observed across the catchment also partly explain the differences in sediment yields calculated in the drainage areas of the 3 stations. The higher sediment yields calculated at S4 might therefore be explained by the presence of well-connected hillslopes covered by teak plantations. Indeed, this particular land use has been detected as generating large quantities of runoff, especially when teak age exceeds 10 years (Patin et al., 2012).

Our results suggest that information on sediment sources (i.e., surface vs. subsurface) should be systematically provided when using $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ to avoid misinterpretations on their variations. Furthermore, given the rather large uncertainties associated with their results due to logistical and analytical constraints that are difficult to reduce, interpretation of these ratios should remain cautious (e.g. by mentioning proportions of fresh sediment instead of sediment ages in days). It should also focus on the identification of sources and processes of sediment export during the main flood stages. Under those conditions, the $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ method will provide useful constraints on the processes controlling sediment dynamics in rivers and support design and implementation of efficient soil conservation measures to limit erosion.

3.3.6. Conclusions

An early monsoon flood was monitored at three nested stations in the Houay Xon catchment (Laos) and suspended sediment content in fallout radionuclides was analysed throughout the event. Our results showed that rainwater fallout

radionuclides were quickly (< 13 min) bound to surface soil particles. Furthermore, freshly mobilized sediments in overland flow displayed a ${}^7\text{Be}/{}^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ similar to the one measured in rainwater.

Consequently, fresh sediment contributions were estimated for each of the three nested sub-catchments. During this first erosive flood of the rainy season, remobilized particles represented the main type of sediment exported, whatever the spatial scale considered. Contribution of sediments originating from surface soils was dominant upstream (69-78%) whereas they only represented 36% of suspended load downstream, highlighting the key role played by land use and hill slope connectivity on sediment delivery to the river in the different subcatchments.

Furthermore, fallout radionuclides provided a mean to identify the contribution of ${}^7\text{Be}$ -labelled particles originating from collapsed riverbank sediments, deposited on aerial exposed areas in the river channel.

This study highlights the interest of combining ${}^7\text{Be}/{}^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ measurements with additional parameters providing information on sediment origin in order to avoid misinterpretation of their dynamics. Further work should attempt to use similar combinations of tracers applied to a longer river continuum (integrating more or larger nested subcatchments). Tracking the downstream flood propagation would provide an opportunity to outline the evolution of dominant processes and sources in larger mountainous tropical catchments where excessive erosion result in critical problems. Providing such information appears crucial to design efficient conservation measures in upstream catchments to prevent an excessive supply of sediment to the rivers.

Acknowledgements

The authors would like to thank the Lao NAFRI (National Agriculture and Forestry Research Institute in Vientiane) and the MSEC project (Multi-Scale Environmental Changes) for their support. They are also grateful to Keo Oudone Latsachack, Bounsamay Soullileuth and Chanthamoussone Thammahacksa for their kind, constant and irreplaceable help in the field and to Christophe Colin and Olivier Dufaure for their help to organize and conduct the Particle Size Distribution measurements. Elian Gourdin received a PhD fellowship from Paris-Sud University. This work received

financial support from the French CNRS EC2CO / BIOHEFECT program (Belcrue project). Finally, the authors would like to thank two anonymous reviewers, whose comments helped to improve the manuscript. LSCE contribution No. 5445.

3.3.7. Supplementary material

Table 3-4. Appendix A: Summary of mean (bold), median (underlined) and standard deviation (*italic*) values for the eleven parameters determined during the different flood stages (rising, peak and recessing stages) at the 3 stations during the May 23 flood. Average mean particle diameter (d_{50}), beryllium-7 activity (^7Be), unsupported lead-210 ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) activity, cesium-137 (^{137}Cs) activity, calculated ^7Be : $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ratio (Be/Pb), calculated proportion of fresh sediment (F) and calculated proportion of particles derived from surface soil (α). n = samples number.

	Flood stage	d_{50} (μm)	^7Be (Bq kg^{-1})	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (Bq kg^{-1})	^{137}Cs (Bq kg^{-1})	Be/Pb -	F (%)	α (%)
S1		8.8	35.7	50.5	1.1	0.8	29.2	37.8
		<u>8.8</u>	<u>41.0</u>	<u>55.0</u>	<u>1.0</u>	<u>1.0</u>	<u>37.0</u>	<u>33.3</u>
	Rising stage	<i>0.9</i>	<i>7.7</i>	<i>10.4</i>	<i>0.2</i>	<i>0.3</i>	<i>10.8</i>	<i>13.3</i>
	n=	2	5	7	5	5	5	5
	Peak	8.2	24.4	58.2	1.5	0.4	14.9	61.2
		6.0	23.5	63.0	1.5	0.4	13.2	61.3
		<u>5.3</u>	<u>24.4</u>	<u>62.6</u>	<u>1.5</u>	<u>0.4</u>	<u>13.3</u>	<u>59.1</u>
	Recessing stage	<i>1.2</i>	<i>6.9</i>	<i>8.5</i>	<i>0.2</i>	<i>0.1</i>	<i>2.9</i>	<i>12.3</i>
	n=	9	9	9	9	9	9	9
		7.2	36.8	81.2	1.7	0.5	17.9	71.2
S4		<u>7.0</u>	<u>40.8</u>	<u>75.0</u>	<u>1.7</u>	<u>0.5</u>	<u>19.1</u>	<u>73.7</u>
	Rising stage	<i>0.8</i>	<i>9.4</i>	<i>23.1</i>	<i>0.4</i>	<i>0.1</i>	<i>3.9</i>	<i>20.1</i>
	n=	11	13	13	9	13	13	9
	Peak	8.2	20.7	54.9	1.9	0.4	13.4	84.8
		6.2	20.2	54.0	1.6	0.4	13.6	67.9
		<u>6.7</u>	<u>24.7</u>	<u>58.9</u>	<u>1.7</u>	<u>0.5</u>	<u>16.2</u>	<u>74.6</u>
	Recessing stage	<i>1.3</i>	<i>5.2</i>	<i>3.8</i>	<i>0.3</i>	<i>0.1</i>	<i>4.0</i>	<i>14.4</i>
	n=	11	11	11	11	11	11	11
		8.8	40.2	51.1	0.7	0.8	27.7	18.8
		<u>8.4</u>	<u>44.0</u>	<u>50.8</u>	<u>0.8</u>	<u>0.8</u>	<u>28.4</u>	<u>20.6</u>
S10	Rising stage	<i>1.8</i>	<i>13.0</i>	<i>5.0</i>	<i>0.1</i>	<i>0.2</i>	<i>8.0</i>	<i>7.3</i>
	n=	5	5	5	5	5	5	5
	Peak	12.0	17.1	43.0	0.8	0.4	14.2	20.6
		8.2	21.4	42.5	1.1	0.5	17.9	39.8
		<u>7.7</u>	<u>22.9</u>	<u>41.8</u>	<u>1.1</u>	<u>0.5</u>	<u>18.1</u>	<u>41.4</u>
	Recessing stage	<i>2.1</i>	<i>11.5</i>	<i>9.2</i>	<i>0.3</i>	<i>0.2</i>	<i>6.2</i>	<i>18.2</i>
	n=	10	10	10	9	10	10	9

Table 3-5. Appendix B: Summary of measured and calculated parameters for the river samples collected at the 3 stations during the May 23 flood. Average mean particle diameter (d_{50}), total suspended sediment (TSS) concentration, stream discharge (Q), water oxygen-18 isotopic enrichment ($\delta^{18}\text{O}$), beryllium-7 activity (^7Be), unsupported lead-210 ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) activity, caesium-137 (^{137}Cs) activity, calculated ^7Be : $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ratio (Be/Pb), calculated proportion of fresh sediment (F) and calculated proportion of particles derived from surface soil (α).

Label	d_{50} (μm)	TSS load (g L^{-1})	Q (L s^{-1})	^7Be \pm 1σ (Bq kg^{-1})	^7Be \pm 1σ (Bq L^{-1})	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ \pm 1σ (Bq kg^{-1})	^{137}Cs \pm 1σ (Bq kg^{-1})	Be/Pb \pm 1σ -	F \pm 1σ (%)	α \pm 1σ (%)
Station S1										
LS0101	-	0.86	5	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0102	-	0.56	7	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0103	-	0.53	10	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0104	-	0.61	13	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0103-4	-	-	-	<i>b.d.l.</i> \pm -	<i>b.d.l.</i> \pm -	61 \pm 28	<i>b.d.l.</i> \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0106	-	1.23	21	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0107	-	1.70	27	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0108	-	2.37	34	41 \pm 13	0.10 \pm 0.03	40 \pm 14	1.0 \pm 0.2	1.0 \pm 0.7	37 \pm 25	33 \pm 21
LS0109	-	3.65	40	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0110	-	4.17	55	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0111	9.4	4.65	76	31 \pm 5	0.14 \pm 0.02	55 \pm 6	0.9 \pm 0.2	0.6 \pm 0.2	20 \pm 5	28 \pm 22
LS0112	8.2	18.74	90	24 \pm 4	0.51 \pm 0.08	58 \pm 5	1.5 \pm 0.4	0.4 \pm 0.1	15 \pm 4	61 \pm 26
LS0113	7.2	29.98	68	30 \pm 4	0.90 \pm 0.11	72 \pm 5	1.6 \pm 0.3	0.4 \pm 0.1	15 \pm 3	68 \pm 20
LS0114	7.2	23.02	51	29 \pm 5	0.67 \pm 0.11	77 \pm 5	1.4 \pm 0.3	0.4 \pm 0.1	13 \pm 3	56 \pm 24
LS0115	5.2	24.05	38	15 \pm 3	0.41 \pm 0.07	52 \pm 4	1.5 \pm 0.3	0.3 \pm 0.1	11 \pm 3	59 \pm 21
LS0116	4.9	17.67	27	19 \pm 5	0.37 \pm 0.09	67 \pm 6	1.5 \pm 0.4	0.3 \pm 0.1	10 \pm 4	62 \pm 27
LS0117	5.1	16.38	18	28 \pm 6	0.46 \pm 0.09	63 \pm 6	1.5 \pm 0.5	0.5 \pm 0.1	16 \pm 5	59 \pm 28
LS0118	4.8	9.13	14	14 \pm 3	0.13 \pm 0.03	51 \pm 5	2.0 \pm 0.4	0.3 \pm 0.1	10 \pm 3	89 \pm 19
LS0119	5.3	14.37	13	18 \pm 7	0.29 \pm 0.11	61 \pm 7	1.3 \pm 0.5	0.3 \pm 0.1	11 \pm 5	52 \pm 33
LS0120	6.0	4.50	8	33 \pm 7	0.15 \pm 0.03	67 \pm 8	1.2 \pm 0.2	0.5 \pm 0.2	18 \pm 6	44 \pm 19
Station S4										
LS0403	-	1.53	15	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0404	-	1.21	24	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0403-4	-	-	-	45 \pm 11	0.05 \pm 0.01	72 \pm 13	<i>b.d.l.</i> \pm -	0.6 \pm 0.3	22 \pm 9	- \pm -
LS0405	8.9	1.16	33	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0406	7.8	2.71	42	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0407	7.4	5.83	54	40 \pm 5	0.23 \pm 0.03	79 \pm 7	2.3 \pm 0.6	0.5 \pm 0.1	18 \pm 4	105 \pm 25
LS0408	-	6.83	76	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0409	-	7.25	114	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0408-9	7.0	-	-	32 \pm 9	0.23 \pm 0.06	81 \pm 9	1.8 \pm 0.7	0.4 \pm 0.2	14 \pm 5	77 \pm 38
LS0410	7.2	10.07	144	43 \pm 7	0.55 \pm 0.09	80 \pm 8	1.7 \pm 0.7	0.5 \pm 0.1	19 \pm 5	70 \pm 36
LS0411	6.9	11.89	185	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -	- \pm -
LS0412	6.4	15.75	280	41 \pm 5	0.65 \pm 0.08	75 \pm 7	1.0 \pm 0.4	0.5 \pm 0.1	19 \pm 4	35 \pm 32
LS0413	6.1	20.05	309	24 \pm 5	0.48 \pm 0.09	69 \pm 6	1.7 \pm 0.4	0.3 \pm 0.1	12 \pm 4	74 \pm 24

Chapitre 3 : Origine et dynamique des MES exportées lors d'une crue en mai 2012

Label	d ₅₀ (μm)	TSS load (g L ⁻¹)	Q (L s ⁻¹)	⁷ Be ± 1σ (Bq kg ⁻¹)	⁷ Be ± 1σ (Bq L ⁻¹)	²¹⁰ Pb _{xs} ± 1σ (Bq kg ⁻¹)	¹³⁷ Cs ± 1σ (Bq kg ⁻¹)	Be/Pb ± 1σ -	F ± 1σ (%)	α ± 1σ (%)
LS0414	6.7	31.56	358	22 ± 3	0.76 ± 0.12	59 ± 4	1.3 ± 0.3	0.4 ± 0.1	13 ± 3	49 ± 23
LS0415	8.2	46.51	440	21 ± 4	1.26 ± 0.26	55 ± 6	1.9 ± 0.6	0.4 ± 0.1	13 ± 4	85 ± 31
LS0416	8.0	28.40	335	18 ± 3	0.54 ± 0.10	57 ± 5	1.8 ± 0.4	0.3 ± 0.1	11 ± 3	77 ± 21
LS0417	7.7	23.00	277	22 ± 4	0.67 ± 0.11	53 ± 5	1.9 ± 0.5	0.4 ± 0.1	15 ± 4	80 ± 27
LS0418	6.5	17.76	228	27 ± 4	0.62 ± 0.10	59 ± 5	1.8 ± 0.4	0.5 ± 0.1	16 ± 4	79 ± 24
LS0419	-	11.70	183	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS0420	-	12.62	145	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS0419-20	6.2	-	-	25 ± 5	0.32 ± 0.07	51 ± 5	1.7 ± 0.5	0.5 ± 0.2	17 ± 6	75 ± 25
LS0421	5.8	7.71	112	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS0422	3.9	6.92	84	22 ± 5	0.21 ± 0.05	47 ± 5	1.2 ± 0.5	0.5 ± 0.2	17 ± 6	46 ± 34
LS0423	-	6.93	59	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS0424	-	5.89	39	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS0425	-	3.37	23	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS0423-25	5.4	-	-	13 ± 5	0.06 ± 0.02	57 ± 7	1.3 ± 0.7	0.2 ± 0.1	8 ± 4	52 ± 39
Station S10										
LS1002	-	7.94	204	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS1003	-	5.57	455	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS1002-3	7.6	-	-	48 ± 6	0.35 ± 0.04	51 ± 5	0.6 ± 0.2	0.9 ± 0.2	34 ± 8	11 ± 25
LS1004	-	8.77	623	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS1005	-	11.10	943	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS1004-5	8.4	-	-	44 ± 5	0.53 ± 0.07	55 ± 6	0.9 ± 0.2	0.8 ± 0.2	28 ± 6	26 ± 23
LS1006	12.0	23.63	990	17 ± 4	0.52 ± 0.12	43 ± 5	0.8 ± 0.1	0.4 ± 0.1	14 ± 5	21 ± 20
LS1007	11.1	17.02	1535	27 ± 5	0.46 ± 0.08	40 ± 5	1.0 ± 0.1	0.7 ± 0.2	25 ± 7	33 ± 17
LS1008	7.1	24.43	1350	12 ± 3	0.39 ± 0.10	30 ± 4	1.4 ± 0.4	0.4 ± 0.2	15 ± 6	53 ± 29
LS1009	7.2	24.00	1187	16 ± 3	0.48 ± 0.10	40 ± 4	1.5 ± 0.4	0.4 ± 0.1	14 ± 4	63 ± 27
LS1010	8.1	15.74	1038	24 ± 4	0.50 ± 0.08	52 ± 4	<i>b.d.l.</i> ± -	0.5 ± 0.1	17 ± 4	- ± -
LS1011	7.5	21.47	886	25 ± 5	0.54 ± 0.10	40 ± 5	0.7 ± 0.3	0.6 ± 0.2	22 ± 7	16 ± 31
LS1012	6.6	18.01	735	30 ± 6	0.54 ± 0.10	51 ± 6	1.0 ± 0.2	0.6 ± 0.2	21 ± 6	34 ± 21
LS1013	6.3	15.35	597	16 ± 5	0.32 ± 0.09	46 ± 6	1.4 ± 0.6	0.4 ± 0.2	13 ± 5	55 ± 36
LS1014	-	12.80	485	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS1015	-	10.17	308	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -	- ± -
LS1014-15	7.9	-	-	23 ± 6	0.23 ± 0.06	42 ± 5	1.2 ± 0.4	0.5 ± 0.2	20 ± 7	41 ± 31

b.d.l. = below detection limit

- = no value

3.4 Conclusion du chapitre

Les résultats présentés dans ce chapitre montrent la validité et l'intérêt de l'utilisation des retombées de radionucléides en contexte tropical pour contraindre la dynamique des sédiments lors des crues de début de mousson dans un petit bassin versant. Les expériences réalisées confirment que l'adsorption du ^7Be de l'eau de pluie sur les particules de sol est rapide et qu'à l'échelle du m^2 , le ruissellement présente un rapport $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ comparable à celui de la pluie qui l'engendre. Ces expériences préliminaires confirment que les hypothèses qui sous-tendent l'utilisation du rapport $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}$ sont pertinentes dans ce contexte. En outre, les résultats obtenus pour la crue étudiée ont permis de démontrer l'occurrence et de quantifier la contribution de différents processus de transfert de matières, principalement celle de la remobilisation des sédiments du lit (dépourvus de ^7Be) et celle des particules qui viennent d'être érodées à la surface des sols (fortement marquées en ^7Be). Le marquage très contrasté des particules lors de la première crue érosive de l'année permet de bien mettre en évidence l'influence du stockage des sédiments dans les zones de dépôts (lit du cours d'eau et marécages). L'échantillonnage des sols a confirmé que les activités en ^{137}Cs permettaient de discriminer les particules emportées par l'érosion en nappe (arrachées à la surface du sol par le ruissellement) de celles provenant de l'érosion des sols de subsurface ou des berges à travers le site d'étude. Les échantillons collectés au niveau de la station aval semblent contenir une part non négligeable de sédiments marqués en ^7Be mais dépourvus de ^{137}Cs et appauvris en $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, susceptibles de provenir de dépôts exposés à l'air libre de matière provenant de berges effondrées ou de sols remaniés. Cependant, étant donné que de faibles rapports $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ peuvent potentiellement provenir de particules mobilisées par l'érosion en rigoles au cours de la crue, des informations complémentaires sont requises pour éviter une éventuelle erreur d'interprétation quant au processus dominant la dynamique des sédiments durant cette crue. Le chapitre qui suit propose donc une analyse du même événement axée cette fois sur l'étude de la matière organique particulaire et de la contribution du ruissellement à l'écoulement total via le suivi des isotopes stables de l'eau et de la conductivité.

L'échantillonnage détaillé de la pluie prévu initialement n'ayant pas pu être mis en place avant l'événement du 23 mai (temps insuffisant entre l'arrivée sur place et l'occurrence de l'orage étudié), les eaux de pluie collectées par les installations

préexistantes ont été utilisées pour caractériser le signal d'entrée lors de cette crue (cf. section 2.3.4.2). Les résultats d'un échantillonnage de la pluie plus détaillé dans le temps et dans l'espace (en juin 2013), qui ont permis d'estimer la variabilité des retombées de ^7Be et ^{210}Pb durant quatre orages successifs, sont présentés dans le chapitre 5.

Les résultats obtenus ont mis en évidence une vulnérabilité accrue à l'érosion dans le sous-bassin intermédiaire (S4) caractérisé par une importante surface plantée de tecks sur des versants pentus bien connectés au lit du Houay Pano. En outre, la station aval est influencée par des processus différents des deux stations amont, et il apparaît donc intéressant, au terme de ce chapitre, de prolonger l'étude vers l'aval afin de suivre la propagation de l'onde de crue à travers un plus grand nombre de stations emboîtées et de caractériser les éventuels effets d'échelle sur les processus érosifs dominants tout au long de ce continuum (cf. chapitre 6).

Chapitre 4

Sources et flux de matière organique au cours d'une crue de début de mousson

Chapitre 4. Sources et flux de matière organique au cours d'une crue de début de mousson

4.1 Préambule

L'approche multi-échelle (du m² à la dizaine de km²) développée dans ce second chapitre de résultats s'appuie principalement sur l'analyse de la matière organique (MO) associée aux sédiments en suspension. Elle est complémentaire de celle présentée dans le chapitre précédent (elle porte sur la même crue) et a permis de mettre en évidence différents processus de manière indépendante.

Ce chapitre s'est également attelé à définir la signature du ruissellement (conductivité électrique et $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau), son impact sur l'évolution de la composition du cours d'eau et la quantification de sa contribution à l'écoulement total à travers une séparation géochimique de l'hydrogramme de crue. L'évolution conjointe de ces paramètres dans la pluie et le ruissellement généré sur une micro-parcelle (à un pas-de-temps court) durant un orage est également décrite et discutée. Aux stations utilisées dans le chapitre précédent s'ajoutent deux seuils (S7 et S8) drainant chacun des versants de 0,6 ha. Ils sont utilisés pour représenter la signature du ruissellement ayant parcouru plusieurs dizaines de mètres avant d'atteindre le cours d'eau.

A partir des mesures de radionucléides (cf. chapitre 3), nous avons pu montrer une importante contribution des sols de subsurface au niveau de la station aval. Il a dès lors paru intéressant de vérifier si l'évolution de la contribution relative des sources de matière d'amont en aval était détectable dans la signature de la MO. De plus, comme sa composition est modifiée au cours des processus de dégradation/minéralisation, la MO est susceptible de fournir des informations complémentaires sur la dynamique temporelle des matériaux exportés à mettre en regard des résultats obtenus à partir des rapports $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$.

Les flux et les taux d'exportation spécifiques de carbone organique particulaire, qui constituent une problématique qui recueille beaucoup d'attention dans la littérature actuelle, ont également été quantifiés. Les résultats obtenus dans ce chapitre sur

une crue de 2012 ont pu être comparés à ceux obtenus au sein du même bassin 10 ans auparavant, et des hypothèses ont pu être formulées pour expliquer les différences observées.

Le chapitre est présenté sous forme d'article et rédigé en anglais. Il a été soumis à la revue « open-access » *Biogeosciences* et la version en cours de relecture est actuellement accessible sur son forum de discussion scientifique (<http://www.biogeosciences-discuss.net/11/9341/2014/bgd-11-9341-2014.html>). Un résumé en français est fourni dans la section suivante.

4.2 Résumé

Les rivières tropicales d'Asie du Sud-Est sont caractérisées par leur forts taux d'exportation spécifique de carbone vers les océans. L'origine et la dynamique de la matière organique particulaire ont été étudiées dans le bassin de la Houay Xon situé dans le nord du Laos au cours de la première crue érosive de la saison des pluies, en mai 2012. Le bassin, partiellement cultivé, est équipé de trois stations de jaugeage successives drainant des surfaces comprises entre 0,2 et 11,6 km² le long de la rivière principale, et de deux stations secondaires drainant des versants de 0,6 ha chacun. De plus, un suivi séquentiel de la pluie, du ruissellement et de la composition des matières organiques en suspension associées a été réalisé à l'échelle d'une micro-parcelle d'un m² durant un orage. La composition de la matière organique particulaire (carbone organique total, azote total, $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$) a été déterminée pour les échantillons de matières en suspension, de sols de surface et de subsurface collectés dans le bassin (n = 57, 65 et 11 respectivement). Une séparation de l'hydrogramme de crue de l'évènement a été réalisée à l'aide de la conductivité électrique et des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ d'échantillons de pluie, de ruissellement et d'eau de rivière (n = 9, 30 et 57 respectivement). La composition de la matière organique particulaire indique que les sédiments en suspension à l'amont du bassin sont principalement issus des sols cultivés marqués par une végétation C₃ (riz pluvial, jachères et plantations de teck) tandis que des effondrements de berges, marquées par une végétation C₄ (*Pennisetum purpureum* Schumach. ou herbe à éléphant – *Napier grass* en anglais), contribue de manière significative aux exports de sédiments durant la montée de crue à l'amont et durant le pic de crue à la station aval. Les valeurs les plus élevées du coefficient de ruissellement (11,7 %), du taux

spécifique d'exportation de sédiments ($43,3 \text{ Mg km}^{-2}$) et de carbone organique ($0,83 \text{ MgC km}^{-2}$), mais aussi de la contribution du ruissellement à l'écoulement total (78-100 %), ont été trouvées à l'aval de la partie du bassin occupée à 32 % par des plantations de teck. A l'exutoire, les taux d'exportation spécifiques de carbone organique calculés pour la seule crue étudiée sont 2,6 fois plus élevés que les taux annuels évalués 10 ans plus tôt, avant l'expansion des plantations de teck dans le bassin. Ces taux élevés peuvent être attribués à la période d'échantillonnage en début de mousson (juste après le défrichage par abattis-brûlis) mais aussi aux changements majeurs d'occupation des sols qui se sont produits dans le bassin au cours de la dernière décennie.

4.3 Sources and export of particle-borne organic matter during a monsoon flood in a catchment of northern Laos

Elian Gourdin ^{a,✉}, Sylvain Huon ^b, Olivier Evrard ^a, Olivier Ribolzi ^c, Thierry Bariac ^d, Oloth Sengtaheuanghoung ^e, Sophie Ayrault ^a

^a Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), UMR 8212 (CEA-CNRS-UVSQ/IPSL), Domaine du CNRS, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex, France

^b Université Pierre et Marie Curie (UPMC), UMR 7618 iEES (UPMC-CNRS-IRD-INRA-Université Paris 7-UPEC), case 120, 4 place Jussieu. 75252 Paris cedex 05, France

^c Géosciences Environnement Toulouse (GET), UMR 5563 (CNRS, UPS, IRD), 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^d CNRS, UMR 7618 iEES (UPMC-CNRS-IRD-INRA-Université Paris 7-UPEC), campus INRA - AgroParisTech, Bâtiment EGER, 78550 Thiverval – Grignon, France

^e Department of Agriculture Land Management (DALam), P.O. Box 4199, Ban Nongviengkham, Xaythany District, Vientiane, Lao PDR

✉ **Corresponding author**

Tel.: +33169824362.

E-mail address: elian.gourdin@lsce.ipsl.fr

Abstract:

Tropical rivers of Southeast Asia are characterized by high specific carbon yields and supplies to the ocean. The origin and dynamics of particulate organic matter were studied in the Houay Xon River catchment located in northern Laos during the first erosive flood of the rainy season in May 2012. The partly cultivated catchment is equipped with three successive gauging stations draining areas ranging between 0.2 and 11.6 km² on the main stem of the permanent stream, and two additional stations draining 0.6 ha hillslopes. In addition, the sequential monitoring of rainwater, overland flow and suspended organic matter compositions was realized at 1-m² plot scale

during a single storm. The composition of particulate organic matter (total organic carbon, total nitrogen, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) was determined for suspended sediment, soil surface and subsurface samples collected in the catchment ($n = 57, 65$ and 11 respectively). Hydrograph separation of event water was conducted using water electric conductivity and $\delta^{18}\text{O}$ data measured for rainfall, overland flow and river water base flow ($n = 9, 30$ and 57 , respectively). The composition of particulate organic matter indicates that upstream suspended sediments were mainly derived from cultivated soils labelled by their C_3 vegetation cover (upland rice, fallow vegetation and teak plantations) but that collapsed riverbanks, characterized by C_4 vegetation occurrence (Napier grass), significantly contributed to sediment yields during water level rise and at the downstream station. The highest runoff coefficient (11.7%), sediment specific yield (43.3 Mg km^{-2}), total organic carbon specific yield (0.83 MgC km^{-2}) and overland flow contribution (78-100%) were found for the reforested areas covered by teak plantations. Total organic carbon specific yields were up to 2.6-fold higher (at downstream station) than the annual ones calculated 10 years earlier, before the expansion of teak plantations in the catchment. They may be attributed both to the sampling period at the onset of the rainy season (following field clearing by slash and burn) and to the impact of land use change during the past decade.

4.3.1. Introduction

Soil is the largest terrestrial reservoir of carbon, exceeding biosphere and atmosphere storage capacities (e.g., Sarmiento and Gruber, 2002). Although tropical soils account for ca. 30% of the total carbon storage (e.g., Dixon et al., 1994; Zech et al., 1997), high intensity storms (e.g., Goldsmith et al., 2008, Thothong et al., 2011) as well as deforestation and land use change are responsible for high soil carbon losses and deliveries by rivers. For example Houghton (1991) estimated that deforestation in Laos, the sixth most affected tropical country according to the FAO / UNEP (1981), released ca. $85 \times 10^{12} \text{ gC yr}^{-1}$ to the atmosphere from 1979 to 1989. Degens et al. (1991) identified the Asian tropical rivers as the main contributors of dissolved and particulate matter to world oceans, far before South American rivers. More recently, Huang et al. (2012) estimated that tropical rivers of Asia have the

highest specific carbon yield in which ca. 25% of the delivery is made of particulate organic matter. This latter component does not vary linearly with total suspended sediment load (Ludwig et al., 1996), indicating that particulate organic matter is diluted by high concentrations of mineral matter that is supplied to the rivers through soil and/or riverbank erosion processes along river courses. Small mountainous headwater catchments play a key role in the delivery pattern because they are characterized by high specific discharges and sediment loads (Milliman and Syvitski, 1992). In this context, processes that control organic matter export from tropical catchments should be better understood and constrained, as they account for a significant component in the drawdown or emission of carbon dioxide (Lal, 2003).

Tropical storms may also result in the supply of large quantities of suspended sediment to streams (Descroix et al., 2008; Evrard et al., 2010) and lead to numerous problems downstream (Syvitski et al., 2005). Sediments can accumulate behind dams, which results in the siltation of water reservoirs (Downing et al., 2008; Thothong et al., 2011). Suspended organic matter also contributes to water quality degradation (Tanik et al., 1999) playing thereby a major role in nutrient biogeochemical cycles (Quinton et al., 2010). It also constitutes a potential vector for various contaminants such as metals, polycyclic aromatic hydrocarbons or faecal bacteria (Ribolzi et al., 2010; Gateuille et al., 2014). In order to reduce the extent of these negative impacts, sediment delivery by rivers needs to be monitored and controlled. The design and implementation of appropriate management procedures require the identification of suspended organic matter sources and dynamics. To this end, total organic carbon (TOC) concentration measurements as well as natural $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ (e.g., Mariotti et al., 1983; Kao and Liu, 2000; Huon et al., 2006) and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (e.g., Masiello and Druffel, 2001; Hilton et al., 2010; Smith et al., 2013) stable isotope fingerprinting methods may be used on particulate material collected from hillslopes to rivers, either independantly or in combination with fallout radionuclides to document variations in sediment sources and pathways across catchments (e.g., Ritchie and McCarty, 2003; Ellis et al., 2012; Schindler Wildhaber et al., 2012; Ben Slimane et al., 2013; Koiter et al., 2013). In addition, complementary information on sediment conveyed to the river by runoff and overland flow can also be inferred from water tracers such as ^{18}O natural abundance (for a review see Klaus and McDonnell, 2013).

In this study, rainwater, stream water, overland flow and suspended sediment loads were sampled in the partly cultivated headwater catchment of the Houay Xon river, a small tributary of the Mekong River in Laos, during an erosive flood event that took place at the beginning of the 2012 rainy season in order to: (1) estimate the overland flow contribution to stream water and, 2) discriminate the respective contributions of surface soil and channel or riverbed material to particulate organic matter export. This study is complementary to a previous one dedicated to the quantification of sediment dynamics during the same erosive flood event from fallout radionuclide measurements (Gourdin et al., 2014b).

4.3.2. Study site

The Houay Pano catchment, part of the MSEC (Multi-Scale Environmental Changes) network since 1998 (Valentin et al., 2008), is located 10 km south of Luang Prabang in northern Laos (19.84°N - 102.14°E; Fig. 4-1).

The tropical monsoon climate of the region is characterized by the succession of dry and wet seasons. Almost 80% of annual rainfall (1960-2013 average: 1302 ± 364 mm yr^{-1}) occurs during the rainy season, from May to October (Ribolzi et al., 2008). The Houay Pano permanent stream has an average base flow of 0.4 ± 0.1 L s^{-1} and is equipped with 5 gauging stations that subdivide the catchment into nested sub-catchments. Two of these stations, S1 and S4, draining 20 ha and 60 ha respectively, are located along the main stem of the stream.

Two additional stations (S7 and S8) draining two hillslopes (0.6 ha each) connected to the main stream between S1 and S4 were also monitored. Between S1 and S4, water flows through a swamp (0.19 ha), fed by a permanent groundwater table (Fig. 4-1). Only temporary foot slope and flood deposits can be found along the narrow section of the stream and the swamp represents the major sediment accumulation zone in the catchment. The Houay Pano stream flows into the Houay Xon River (22.4 km² catchment) and is continuously monitored at S10 (draining a 11.6 km² sub-catchment), located 2.8 km downstream of S4. The Houay Xon is a tributary of the Nam Dong River, flowing into the Mekong River within the city of Luang Prabang (Ribolzi et al., 2010).

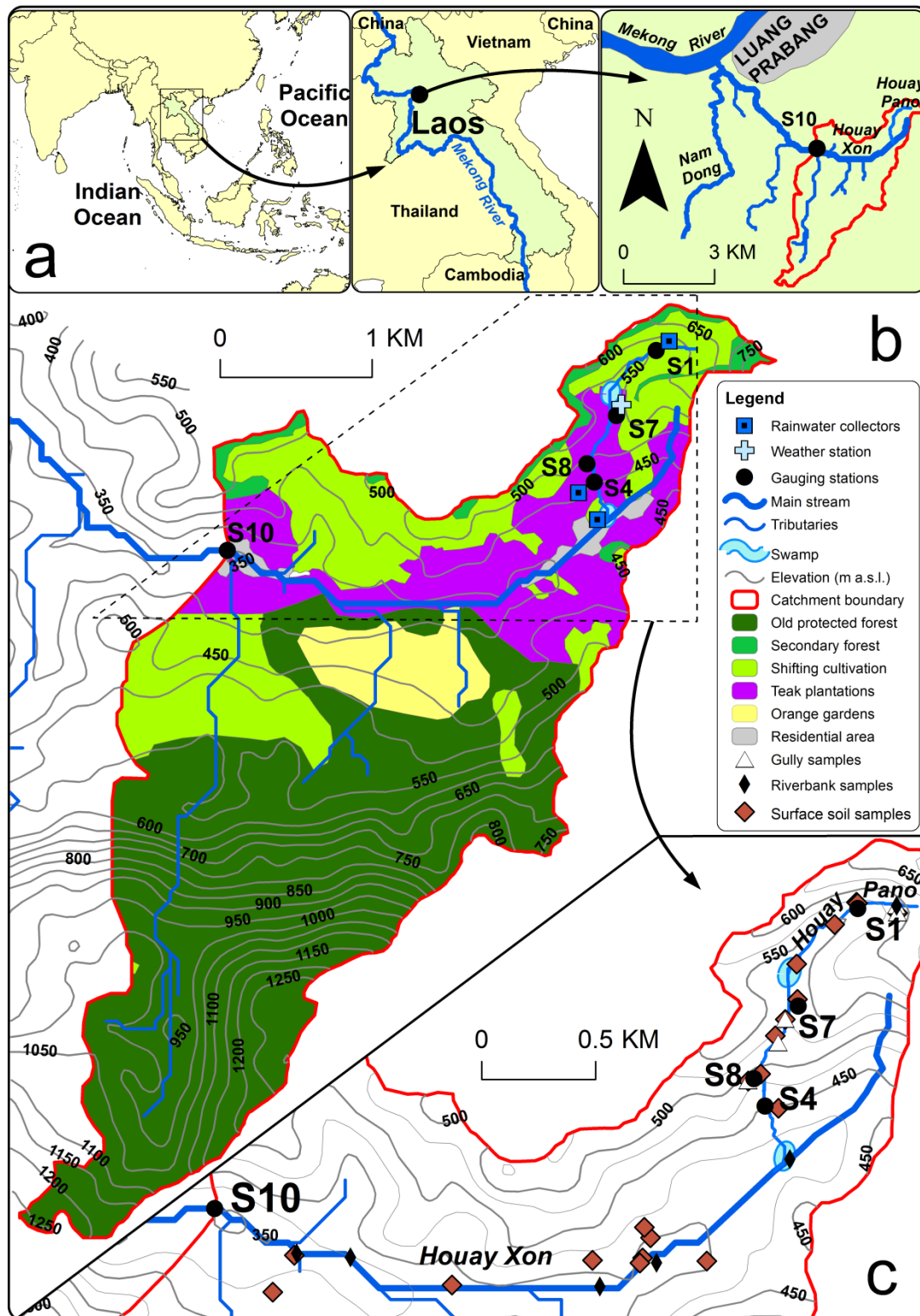


Figure 4-1. Location of the Houay Xon River catchment in SE Asia (a). Topographic and land use map of the Houay Xon S10 subcatchment in 2012 with location of the gauging stations (S1, S4, S7, S8, S10), rainwater collectors and automatic weather station (b), surface soil, gully and riverbank sampling locations (c).

The geological basement of the Houay Pano catchment is mainly composed of pelites, sandstones and greywackes, overlaid in its uppermost part by Carboniferous - Permian limestone cliffs. Soils consist of deep (>2 m) and moderately deep (>0.5 m) Alfisols (UNESCO, 1974), except along crests and ridges where Inceptisols can be found (Chaplot et al., 2009). Native vegetation consisted of lowland forest dominated by bamboos that were first cleared to implement shifting cultivation of upland rice at the end of the 1960s (Huon et al., 2013). Elevation across the Houay Xon catchment ranges between 272 and 1300 m a.s.l. As cultivation takes place on steep slopes ranging between 3 and 150%, land use evolution in the catchment is prone to soil erosion (Chaplot et al., 2005; Ribolzi et al., 2011). Due to the decline of soil productivity triggered by soil erosion over the years (Patin et al., 2012) and to an increasing labour need to control weed invasion (Dupin et al., 2009), farmers progressively replaced rice fields by teak plantations in the catchment (Fig. 4-1). In 2012 the Houay Pano catchment was covered by teaks (36%), rotating cropping lands under fallow (35%), Job's tears (10%), bananas (4%), upland rice (3%) and secondary forest ($<9\%$). The vegetation cover was different in the larger area drained by the Houay Xon River, with 56% of forests, 15% under teak plantations and 23% croplands.

4.3.3. Materials and methods

4.3.3.1. Sample and data collection

Rainfall, stream and overland flow waters were sampled during the May 23 flood in 2012. Rainfall intensity (I) was monitored with an automatic weather station (elevation: 536 m a.s.l.; Fig. 4-1) and stream discharge was calculated from water level continuous recording and rating curves. Estimates of event water discharge (EWD), defined here as the total water volume exported from each subcatchment during the event minus the base flow discharge, were calculated by adding sequential water volumes corresponding to the average discharge between two water level measurements. Specific runoff (SR, in mm) was obtained by dividing EWD by the corresponding sub-catchment area (Chow et al., 1988).

Rainfall was sampled with three cumulative collectors located: in the village near the confluence between the Houay Pano and Houay Xon streams, near a teak plantation on the hillslopes located just upstream of the village and within the Houay Pano catchment (Fig. 4-1). The runoff coefficient (RC) corresponds to the fraction of total rainfall that was exported from the catchment during the event. Overland flow was collected at the outlet of 1-m² experimental plots (OF_{1m²}) designed for runoff studies (Patin et al., 2012). For one of them (Fig. 4-2) the evolution of rainwater, overland flow and suspended organic matter composition was monitored during a rainfall event (June 1, 2012), simultaneously at its outlet and for a ca. 8-m² rain-collector set-up located a few meters apart. The experiment was conducted on a soil with 33% slope and ca. 60% fallow vegetation cover (ca. 10 cm high; Fig. 4-2a). The rain collector was installed at 1.8 m above soil surface to avoid splash contamination. Four samples were collected in the first 3 cm of a soil profile (0-5 mm; 6-10 mm; 11-20 mm; 21-30 mm) within a ca. 400-cm² area adjacent to the experimental plot to estimate the composition of organic matter in the topsoil layer (Fig. 4-2b).

River water was collected in polyethylene bottles for each 20-mm water level change by automatic samplers installed at each gauging station. Sixty-nine total suspended sediment (TSS) samples were collected for five stations, S1, S4 and S10 on the main stem and S7 - S8 for hillslopes drained by temporary tributaries (Fig. 4-1). Samples were dried shortly after collection in an oven ($t \approx 100^{\circ}\text{C}$) for 12-48 h. To complete the topsoil data set available for the catchment (Huon et al., 2013), additional soil cores were collected on hillslopes connected to the Houay Pano stream and the Houay Xon River (Fig. 4-1) in May and December 2012. Sampling was further completed with several gully ($n = 5$) and riverbank ($n = 6$) samples in December 2012 to document the characteristics of the potential subsurface sources of sediment to the river.

Cumulated suspended sediment yields (SSY) were calculated at each station by adding the total suspended sediment (TSS) masses exported between two successive samples. The TSS concentration was considered to vary linearly between successive measurements. Specific sediment yields (S_Y) were calculated by dividing the cumulated SSY by the corresponding drainage area.

4.3.3.2. Particulate organic matter composition measurements

All samples were finely grounded with an agate mortar, weighed and packed into tin capsules (5 x 9 mm) for analysis. Total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN) concentrations, and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ stable isotopes were measured using the Elementar[®] VarioPyro cube analyzer on line with a Micromass[®] Isoprime Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS) facility (IEES, Paris). Analytical precision was better than $\pm 0.1\text{‰}$ vs. PDB-AIR standards (Coplen et al., 1983) and 0.1 mg g^{-1} (equivalent to 0.01 wt.%) for $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{15}\text{N}$ and TOC-TN, respectively. Data reproducibility was checked by replicate analyses of selected samples and of a tyrosine laboratory standard (Girardin and Mariotti, 1991). Due to the absence of carbonate minerals in sediments and suspended loads, no additional treatment was required. For the entire flood, total particulate organic carbon yields (C_{SSY}) were calculated by summing the successive TOC contents associated with suspended sediments (SSY multiplied by TOC concentration). The TOC concentration of particulate organic matter was assumed to vary linearly between successive samples. Specific TOC yields (C_Y) were calculated by dividing the cumulated C_{SSY} by the corresponding drainage area.

4.3.3.3. Water $\delta^{18}\text{O}$ and electrical conductivity measurements

Water aliquots were recovered in 30-mL glass flasks from stream, overland flow and rain samples (see section 4.3.3.1 for details) and filtered using $<0.2 \mu\text{m}$ acetate filters. Stable $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope measurements were carried out using the standard CO_2 equilibration method (Epstein and Mayeda, 1953) and determined with a VG Optima[®] mass spectrometer (IEES, Thiverval-Grignon). Isotopic ratios are reported using the $\delta^{18}\text{O}$ notation, relative to the Vienna-Standard Mean Ocean Water (V-SMOW; Gonfiantini, 1978) with an analytical precision better than $\pm 0.1\text{‰}$. Water electrical conductivity (EC) was monitored every 6-min at the inlet of each gauging station using Schlumberger in situ CTD probes. Additional measurements were conducted using an YSI[®] 556 probe for manually collected samples. Hydrograph separation was carried out with end-member mixing equations using water electrical conductivity and $\delta^{18}\text{O}$ measurements (Sklash and Farvolden, 1979; Ribolzi et al., 2000; Ladouche et al., 2001).

4.3.4. Results

4.3.4.1. Composition of the potential sources of particulate organic matter in the catchment

The mean organic matter characteristics are reported in Table 4-1 for surface soils, gullies and stream banks collected in the catchment, together with ^{137}Cs activity determined on the same sample aliquots (Huon et al., 2013; Gourdin et al., 2014b). In contrast to the high ^{137}Cs activities measured in surface soil samples, gully and riverbank sites are depleted in this radioisotope (Table 4-1).

Table 4-1. Mean organic matter composition and ^{137}Cs activity (± 1 standard deviation) for surface soils (n=64), gullies (n=5) and stream bank (n=6) samples in the Houay Pano and Houay Xon catchments. For ^{137}Cs activity measurements, see Gourdin et al. (2014b).

Location	TOC (mgC g ⁻¹)	TN (mgN g ⁻¹)	TOC/TN	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	^{137}Cs (Bq kg ⁻¹)
Surface soils*	25 \pm 5	2.1 \pm 0.5	11.6 \pm 2.0	-25.5 \pm 1.4	6.7 \pm 1.3	2.2 \pm 0.9
Stream banks**	13 \pm 6	1.1 \pm 0.3	12.4 \pm 7.7	-23.2 \pm 4.4	8.6 \pm 1.9	0.4 \pm 0.3
Gullies**	14 \pm 7	1.4 \pm 0.6	9.6 \pm 0.8	-22.7 \pm 0.8	8.7 \pm 2.1	0.4 \pm 0.3

*Data from Huon et al. (2013) and this study (2012), **this study (2012).

Surface (soils) and subsurface (stream banks and gullies) sources of particulate organic matter are best discriminated by their TOC content that is higher in surface soils. The dominance of C_3 photosynthetic pathway plants across the catchment is reflected by low $\delta^{13}\text{C}$ values in soils (-25.5 \pm 1.4‰). However, soil-originating particles accumulated in sediments of the swamp provide ^{13}C -enriched compositions, up to ca. -15‰, that are explained by the strong contribution of particulate organic matter derived from C_4 photosynthetic pathway plants. The latter are mainly Napier grass growing in the swamp and along limited sections of the stream channel, and to a much lower extent, Job's tears and maize cultivated on nearby hillslopes (Huon et al., 2013). Soil surface and subsurface sources can also be distinguished by their $\delta^{15}\text{N}$ values that are slightly lower for surface sources.

4.3.4.2. Monitoring water and particulate organic matter exports at the microplot scale during a rainfall event

The distribution of organic matter composition with soil depth is displayed on Fig. 4-2b. The TOC content decreases exponentially with depth together with TN (not plotted), leading to a nearly constant TOC : TN ratio of *ca.* 10 (Fig. 4-2b). Both $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ increase with soil depth from -26.3 to -24.7‰ and from 6.6 to 8.6‰, respectively, reflecting the contribution of fallow vegetation debris depleted in ^{13}C and ^{15}N with respect to soil organic matter (Balesdent et al., 1993). Overland flow samples (OF) were collected continuously at the outlet of the experimental plot during the June 1st storm that lasted for 45-min. Cumulated rainfall was *ca.* 11 mm and its intensity reached 30 mm h⁻¹ during 20 min. Suspended sediment concentration increased to a maximum of 4.7 g L⁻¹ (Fig. 4-2c-d).

The estimated runoff coefficient was 77% during the entire storm with an average infiltration rate of 3.3 mm h⁻¹, assuming no evaporation during rainfall. As shown on Fig. 4-2c, suspended sediments exported from the experimental plot were characterized by TOC, TOC/TN, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values that match topsoil organic matter composition (Fig. 4-2b). The higher TOC and lower $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ recorded at the beginning of the storm likely result from the preferential export of vegetation debris.

The evolution of rainwater and OF $\delta^{18}\text{O}$ is shown on Fig. 4-2d. At the beginning of the storm, both displayed a similar decreasing $\delta^{18}\text{O}$ trend (from -3.8 to -5.5‰) with increasing rainfall intensity, concomitant to a rise of the suspended load. Overland flow EC averaged $20 \pm 6 \mu\text{S cm}^{-1}$ (range: 15 - 36 $\mu\text{S cm}^{-1}$, $n = 17$). The values are consistent with the ones of two other cumulated OF samples, 21 and 43 $\mu\text{S cm}^{-1}$, collected in the Houay Pano catchment during the May 23 event (see section 4.3.4.3).

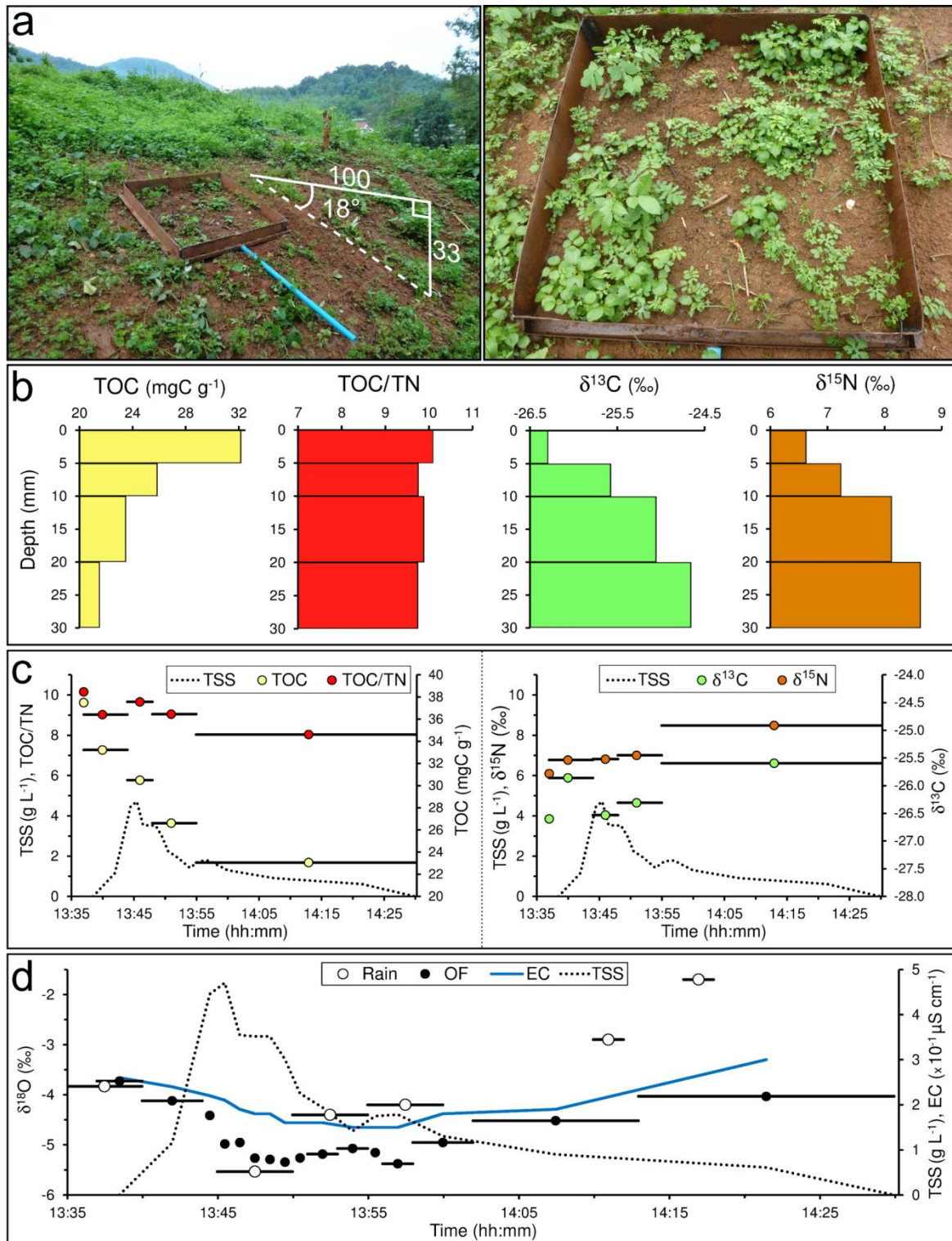


Figure 4-2. Microplot experiment: (a) presentation of the 1-m² collecting system and its vegetation cover; (b) Distribution of topsoil total organic carbon (TOC) concentration, total organic carbon : total nitrogen ratio (TOC/TN), $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ with soil depth; (c) temporal evolution of the total suspended sediment load (TSS) plotted with TOC and TOC/TN in TSS (left) and with $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ in TSS (right) during the June 1st storm and (d) temporal evolution of the overland flow TSS load with rainwater- $\delta^{18}\text{O}$ (Rain), overland flow- $\delta^{18}\text{O}$ (OF) and overland flow electric conductivity (EC) during the June 1st storm.

Contrasted increasing trends were also observed for rain- and OF- ^{18}O contents (reaching -1.7‰ and -4.0‰ , respectively) during the falling water stage. They reflected the mixing of progressively ^{18}O -enriched rainwater with former ^{18}O -depleted rainwater temporarily stored in the topsoil. It is likely that OF that triggers soil detachment and suspended sediment export will better reflect the contribution of event water to the main stream than rainwater.

4.3.4.3. Hydro-sedimentary characteristics of the May 23 flood

The May 23 flood was triggered by a 48 min storm that brought 27 mm of cumulated rainfall between 11:36 am and 12:24 pm. According to Bricquet et al. (2003), this event has a return period of ca. 0.01 year (34.7 mm day^{-1}). It was the first significant erosive event of the 2012 rainy season and the first event with rainfall intensity exceeding 80 mm h^{-1} (6-min time steps). The main hydro-sedimentary characteristics of the flood are reported for the three gauging stations in Fig. 4-3 I-II-IIIa-b-c-d.

The lag time between stream discharge (Q) and rainfall intensity peaks differed at the successive stations. Q increased 10 min after the rainfall peak and reached its maximum 10 min later at S1 (Fig. 4-3Ia), whereas both peaks were synchronous at S4 (Fig. 4-3IIa). Downstream, the lag time between rainfall and Q peaks increased to 70 min at S10 (Fig. 4-3IIIa). The evolution of TSS concentration that peaked at $24\text{--}47 \text{ g L}^{-1}$ (Fig. 4-3I-II-IIIb) displayed counterclockwise hysteresis dynamics (Williams, 1989; Lenzi and Marchi, 2000) at the three stations. Even though Q increased faster than TSS concentration at the beginning of the flood, water EC decreased concomitantly at the three stations (Fig. 4-3I-II-IIIc). This behaviour suggests the progressive mixing of pre-event water (i.e. groundwater) with a low TSS load by weakly mineralized event water (i.e. overland flow) with high sediment loads, the proportion of the latter increasing with decreasing EC. Pre-event EC values measured in the stream just before the flood were 394 , 320 and $450 \text{ }\mu\text{S cm}^{-1}$ at S1, S4 and S10, respectively (Fig. 4-3I-II-IIIc) in contrast with the low values determined for OF (see above).

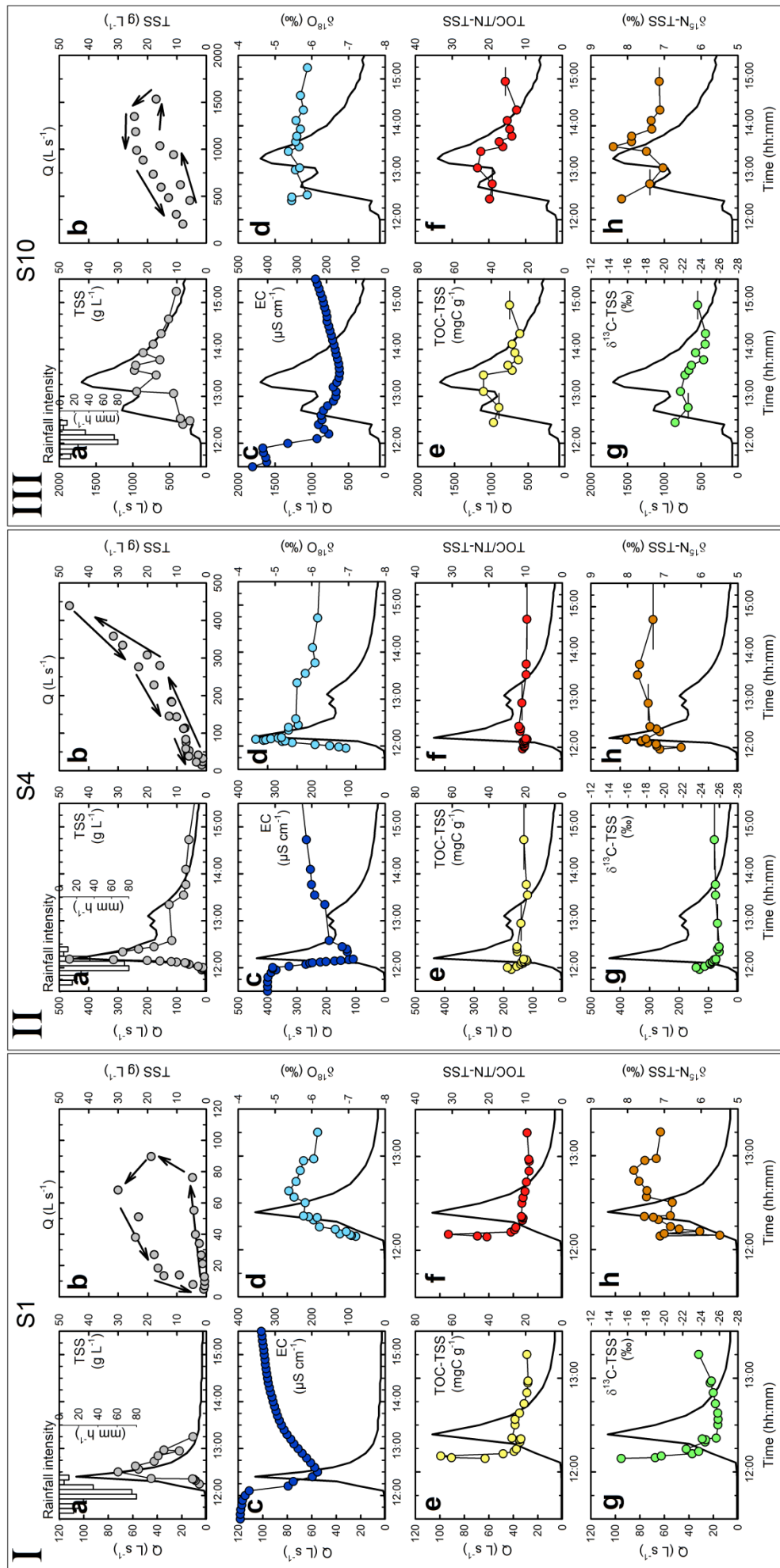


Figure 4-3. Plots of the temporal evolution of (a) rainfall intensity, stream discharge (Q, thicker solid line), (b) total suspended sediment load (TSS), (c) water electric conductivity (EC), (d) streamwater- $\delta^{18}\text{O}$, (e) total organic carbon concentration in the TSS (TOC-TSS), (f) total organic carbon : total nitrogen ratio in the TSS (TOC/TN-TSS), (g) $\delta^{13}\text{C}$ -TSS, (h) $\delta^{15}\text{N}$ -TSS for : (I) the upstream station S1, (II) the intermediate station S4, and (III) the downstream station S10, during the May 23 flood. Horizontal bars represent sampling period for composite samples.

As expected, the highest values were recorded at S10, which is located downstream of riparian villages (Ribolzi et al., 2010) where high EC wastewaters are directly released into the river. In contrast, upstream of this village, stream waters exclusively originate from cultivated lands. Pre-event water ^{18}O content was estimated to -7.1‰ at station S4 with samples collected before peak flow rise (Fig. 4-3IId). However, for S1 and S10, automatic sampling only took place during the water rising stage and the composition of pre-event water had to be estimated. At S1, a $\delta^{18}\text{O}$ value of -8‰ corresponding to a maximum EC of $394 \mu\text{S cm}^{-1}$ was estimated by fitting the correlative trend (see section 4.3.5). Pre-event and event waters could not be distinguished with $\delta^{18}\text{O}$ signatures at S10. Overall, despite the limited number of samples collected, the composition of cumulated rainwater remained rather constant in the catchment (-5.1, -5.5 and -5.6‰), averaging $-5.4 \pm 0.3\text{‰}$.

4.3.4.4. Particulate organic matter export at catchment scales during the May 23 flood

Large variations in suspended organic matter composition were recorded at S1 with TOC concentration ($20\text{-}70 \text{ mgC g}^{-1}$, Fig. 4-3Ie), TOC/TN (8-31, Fig. 4-3If), $\delta^{13}\text{C}$ (-26 to -15‰, Fig. 4-3Ig) and $\delta^{15}\text{N}$ (5.5-8.0‰, Fig. 4-3Ih) measurements. They all indicate changes in the source delivering suspended organic matter during the rising water stage. The $\delta^{13}\text{C}$ signature of suspended organic matter reach the average composition ($-25.5 \pm 1.4\text{‰}$; Table 4-1) of topsoil organic matter in the catchment at peak flow and during the recession stage (Fig. 4-3I-IIg). Due to larger and more heterogeneous areas drained at S4 and S10, the temporal evolution of TOC/TN, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ in TSS (Fig. 4-3II-III, e-f-g-h) were less contrasted than at S1. At S10, the mean TOC/TN was higher (17.0 ± 3.2) than at S1 (13.1 ± 5.9) and S4 (10.3 ± 0.9), reflecting a greater contribution of vegetation debris and / or weakly mineralized organic matter downstream than in upper parts of the catchment (Table 4-A1). Furthermore, the highest TOC/TN (23; Fig. 4-3IIIf) was obtained during the water discharge peak at S10 whereas it was recorded at the beginning of the rising stage at S1 (31; Fig. 4-3If).

4.3.5. Interpretation and discussion

4.3.5.1. Overland flow contribution to stream discharge

As overland flow is the main supply of eroded particulate organic matter to the streams during the flood, hydrograph separation in pre-event groundwater and event water contributions using end-members mixing equations should provide information on water dynamics and suspended sediment sources during the flood. However, several questions may arise regarding the relevance of using water mass tracers to constrain end-members signatures and provide reliable estimates of overland flow contribution.

4.3.5.1.1. Evolution of water composition during the flood

Water electrical conductivity and $\delta^{18}\text{O}$ measurements conducted on rainwater, overland flow and stream water highlight in-channel mixing processes between base flow groundwater (pre-event water) and event water characterized by contrasted signatures (Fig. 4-4I). At S1 (Fig. 4-4Ia), all samples are aligned between the PEW and OF_{1m^2} end-members during both rising and recessing stages, suggesting that the composition of corresponding source remained constant during the event. This condition is one of the assumptions underpinning hydrograph separation procedures (e.g. Buttle, 1994; Ribolzi et al., 2000; Klaus and McDonnell, 2013). At S4 (Fig. 4-4Ib), the evolution of stream water composition during the flood displays a more complex pattern, with the succession of three phases characterized by distinct behaviours. During the rising stage, a similar trend between PEW and OF_{1m^2} is observed as for S1. Near peak flow, stream water EC and $\delta^{18}\text{O}$ concomitantly decrease towards the signature of cumulated rainwater samples (Fig. 4-4Ib) until the dilution of PEW by EW reaches its maximum. This behaviour likely reflects the progressive depletion of rainwater in ^{18}O during the storm, as observed during the microplot experiment (Fig. 4-2d), following a Rayleigh-type distillation process (Dansgaard, 1964). The decrease of EC in stream water is also consistent with the supply of weakly mineralized overland flow water mixing rainwater and pre-event soil water with low and high dissolved loads, respectively. A remarkable point is that the water composition supplied by S7-S8 sub-catchments, referred to as $\text{OF}_{0.6\text{ha}}$ (Fig. 4-4Ib), closely matches the composition of stream water during this period. Finally, during the

third phase corresponding to the recession period, the composition of the river water evolved towards the “initial” PEW signature along a third mixing line.

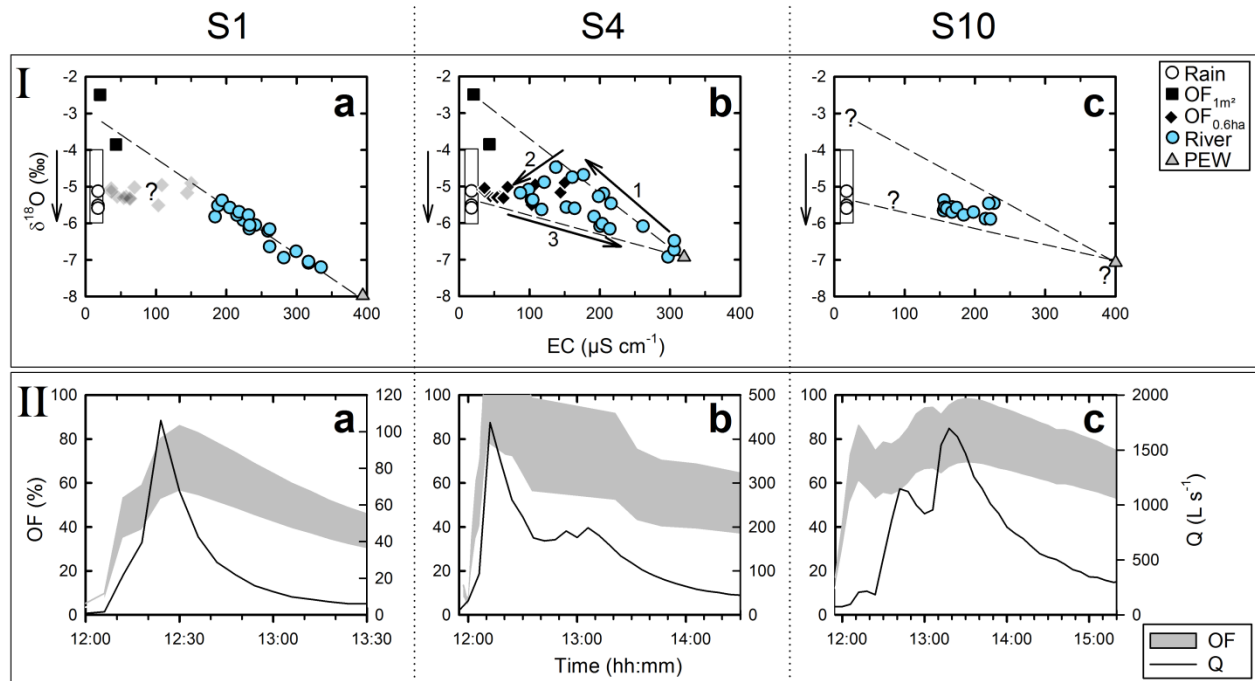


Figure 4-4. Plots of: (I) relationships between water electric conductivity (EC) and water $\delta^{18}\text{O}$, and (II) temporal evolution of stream water discharge (Q) with overland flow contribution estimates (OF) for (a) the upstream station S1, (b) the intermediate station S4, and (c) the downstream station S10, during the May 23 flood. In (I), open circles correspond to rainwater, filled squares to cumulative overland flow obtained with 1-m² plots (OF_{1m²}), filled diamonds to overland flow from S7 and S8 hillslopes (OF_{0.6ha}), filled colored circles to stream water, triangles to pre-event water (PEW). The rectangle areas and vertical arrows represent the potential temporal variability of rainwater- $\delta^{18}\text{O}$ during the storm. In (II), the shaded area corresponds to the variability range for the estimated overland flow contribution.

At S10, stream water composition displayed large variations in EC but limited changes in $\delta^{18}\text{O}$ (range: from -6.0 to -5.2‰, Fig. 4-4Ic). The EC values, ranging between 155 and 450 $\mu\text{S cm}^{-1}$, suggest a high contribution of OF at this station.

4.3.5.1.2. Catchment hydrological characteristics inferred from hydrograph separation

As highlighted by Klaus and McDonnell (2013), high-frequency analyses of rainfall-runoff are necessary to record end-members intra-event signature variations and reduce uncertainties on hydrograph separation. The microplot experiment previously described

recorded such temporal variations during a single storm event (Fig. 4-2d). The OF signature displayed lower variations (-5.5 to -3.7‰) than rainwater (-5.6 to -1.7‰) as a result of mixing between rain and soil water. Although samples could not be taken during the May 23 flood, a similar intra-storm evolution magnitude of *ca.* 2‰ for OF- $\delta^{18}\text{O}$ was assumed. In order to estimate event water contribution to total water discharge monitored at each station, this possible intra-storm variation of rainwater and overland flow signature must be taken into account, as suggested by McDonnell et al. (1990). The very close $\delta^{18}\text{O}$ values of the three rainwater samples collected on May 23 across the catchment remain consistent with the first assumption formulated by Harris et al. (1995) regarding spatial uniformity of cumulated rainwater isotopic signature. However, the behaviour of stream water during peak discharge at S4 (Fig. 4-3IIId, 4-4Ib) suggests the evolution of the OF end-member signature towards low $\delta^{18}\text{O}$ (as recorded for OF_{0.6ha} in Fig. 4-4Ib), consistent with a Rayleigh-type distillation of rainwater. Pre-event soil water signature, likely enriched in ^{18}O by evaporation at the onset of the rainy season (e.g., Hsieh et al., 1998), could not be characterized. Its higher $\delta^{18}\text{O}$ range can be assumed to be responsible for the higher $\delta^{18}\text{O}$ observed for OF_{1m²} during the May 23 flood (-3.9 to -2.5‰; Fig. 4-4Ib). The higher EC values recorded for OF_{0.6ha} compared to OF_{1m²} likely result from dissolved elements loading by runoff due to interactions between rainwater, vegetation, and soil particles along slopes. As the temporal evolution of rainwater and of the resulting OF- $\delta^{18}\text{O}$ values could not be measured during the May 23 flood, we used EC only to provide estimates of overland flow contribution, taking into account the potential variation of this end-member's signature, from 20 to 150 $\mu\text{S cm}^{-1}$, during the event (Fig. 4-4II).

Estimates of event water discharge (EWD), specific runoff (SR) and runoff coefficient (RC) are summarized in Table 4-2. Runoff coefficients are rather low in most parts of the catchment (4.0 and 3.9% at S1 and S10, respectively), except at S4 which displayed a higher value of 11.7% (Table 4-2). Overall, those low runoff coefficients remained consistent with the high infiltration rates reported by Patin et al. (2012) in the same area ($>100 \text{ mm h}^{-1}$).

Table 4-2. Estimates of event water discharge (EWD) and related specific runoff (SR) and runoff coefficient (RC) for the three stations during the May 23 flood.

Station	Drainage area (km ²)	EWD* (x 10 ⁶ L)	SR** (mm)	RC*** (%)
S1	0.2	0.215	1.1	4.0
S4	0.6	1.88	3.2	11.7
S10	11.6	12.2	1.1	3.9

* EWD = total water discharge minus baseflow discharge

** SR = EWD / drainage area

*** RC = 100 x (SR / rainfall) assuming an homogeneous cumulative rainfall of 27 mm

Chaplot and Poesen (2012) reported an annual runoff coefficient of *ca.* 13% for twelve 1-m² plots monitored in this catchment. Values decrease both with hillslope downward position of the experimental plots and for increasing drainage area, down to 6% for S4 and 1.5% for S10. Estimates of the OF contribution to total water discharge, based on the evolution of water EC, are displayed on Fig. 4-4II. At discharge peak, OF was lower at S1 (53-80%) than at S4 (78-100%) and S10 (67-95%). The highest value was obtained at S4 where the highest runoff coefficient was also recorded. This behaviour likely results from a different soil cover in this sub-catchment. Indeed, teak plantations prone to soil erosion and low infiltrability conditions (Patin et al., 2012) covered 32% of this sub-catchment area in 2012, whereas it had a two-fold smaller extension in the drainage areas of S1 (14%) and S10 (15%). Moreover, the annual runoff coefficients reported by Chaplot and Poesen (2012) at S4 and S10 were lower than those reported in this study, but they were measured when teak plantations covered a much lower part of the catchment (2002-2003, Chaplot et al., 2005). Overall, it is likely that teak plantations will enhance overland flow and soil erosion at least during the years following land use conversion.

4.3.5.2. Particulate organic matter delivery

4.3.5.2.1. Sources and dynamics of suspended organic matter during the May 23 flood

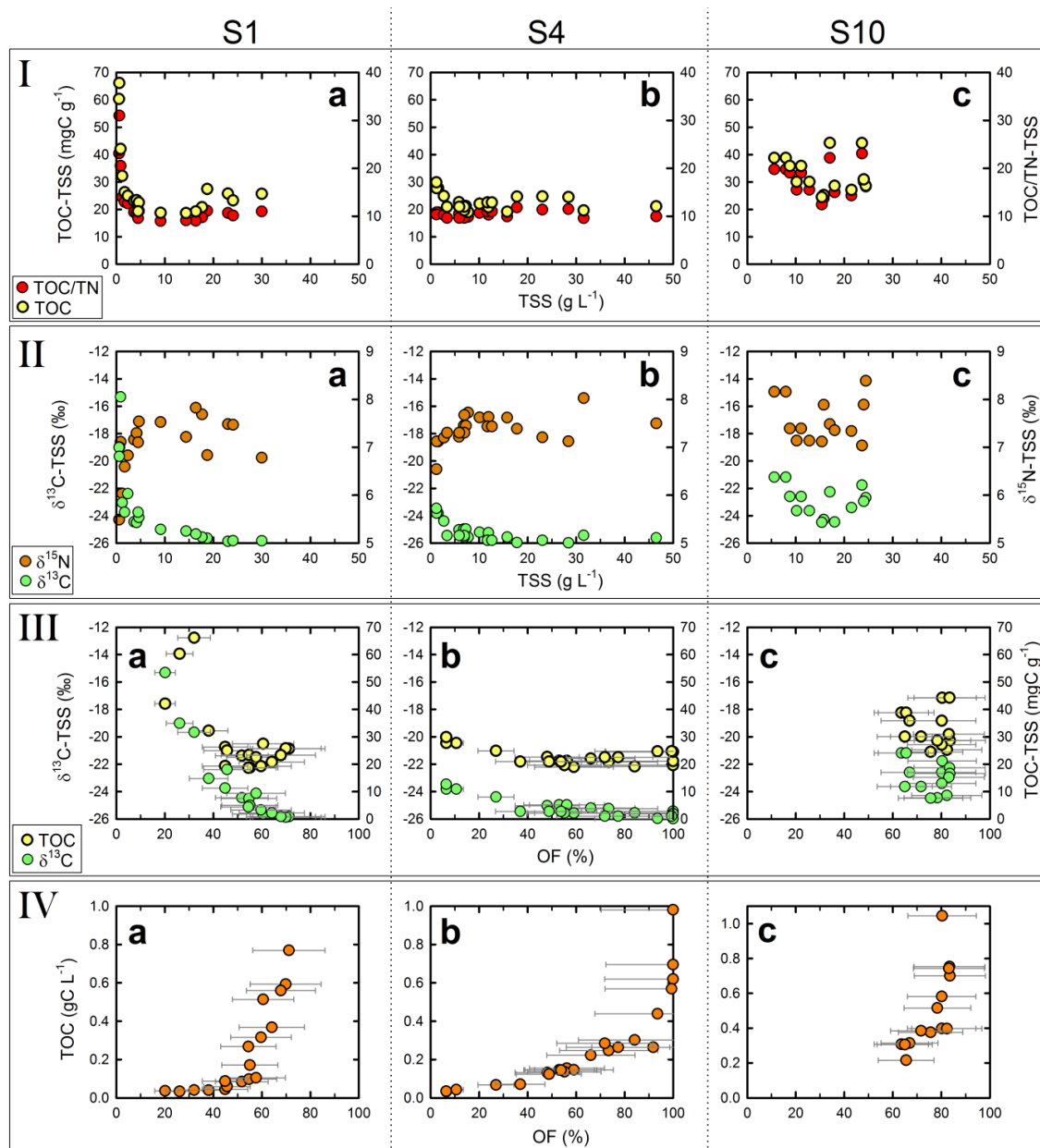


Figure 4-5. Relationships between total suspended sediment load (TSS), total organic carbon concentration in the TSS (TOC-TSS), total organic carbon : total nitrogen ratio in the TSS (TOC/TN-TSS), $\delta^{13}\text{C}$ -TSS, $\delta^{15}\text{N}$ -TSS, total organic carbon load (TOC) and overland flow contribution estimates (OF): (a) at upstream station S1 (Houay Pano Stream), (b) at intermediate station S4, and (c) at downstream station S10, during the May 23 flood. In (III) and (IV), circles represent the median values of the variability range (horizontal bars) of estimated OF contribution.

Variations in the composition of particulate organic matter reflect changes in the source supplying suspended sediment in the catchment during the flood. For S1 and S4, this evolution follows hyperbolic trends with suspended sediment loads for TOC, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ and tends to reach the mean composition of catchment surface soils during the main transport phase (Fig. 4-5I-IIa-b). As reported by Bellanger et al. (2004) in the Venezuelan Andes, this behaviour indicates that sheet erosion is the dominant process. Furthermore, the ^{137}Cs activity of suspended sediments (Gourdin et al., 2014b) remains within the range of surface soil activities ($>1 \text{ Bq kg}^{-1}$; Table 4-1) and supports this interpretation.

Meybeck (1993) outlined that hyperbolic trends may indicate that a significant fraction of particulate organic matter exported from mountainous regions by rivers may be supplied by the direct erosion of sedimentary – metamorphic bedrocks (the so-called “fossil carbon” pool) and pointed out that neglecting this source induces a bias in carbon budgets. Fossil carbon may account for 90-100% of total particulate organic matter exported in rivers with average annual suspended loads exceeding 5 g L^{-1} (Meybeck, 2006), in the range recorded for this study. Fossil particulate organic carbon contributions have been identified using ^{14}C natural abundance and C-N stable isotope measurements in various studies (e.g., Kao and Liu, 1997; Raymond and Bauer, 2001; Copard et al., 2007; Graz et al., 2012; Smith et al., 2013). In our study, we could not identify any significant supply of fossil carbon. This export is often associated with important sediment exports originating from gully systems (Duvert et al., 2010), landslides and mass movements (Huon et al., 2006), which were not observed in the Houay Pano catchment during the flood. Furthermore, suspended sediments are labelled by ^{137}Cs activities that reflect the dominant contribution of soil surface sources (Gourdin et al., 2014b). At S1, the ^{13}C -enriched compositions (Fig. 4-5IIa) first reflect the supply of organic matter derived from C_4 photosynthetic pathway plants (Huon et al., 2013). With increasing water discharge, suspended sediments progressively incorporate ^{13}C -depleted organic matter originating from soils covered by C_3 photosynthetic pathway plants that dominate in the drainage area. Decreasing TOC/TN and increasing $\delta^{15}\text{N}$ trends during the flood are best explained by the re-suspension of weakly mineralized (low $\delta^{15}\text{N}$) C_4 -plant debris (high TOC/TN), followed by their mixing with soil organic

matter exported from cultivated fields and supplied by overland flow to the main stream (low TOC/TN, high $\delta^{15}\text{N}$). However, the occurrence of light density charcoal fragments produced by slash-and-burn might have slightly increased TOC/TN with respect to soil organic matter (Soto et al., 1995; Rumpel et al., 2006). Overland flow supply of particulate organic matter exported from soils that are currently or were previously cultivated with upland rice, is largely dominant at S4, compared to S1 (Fig. 4-5I-IIa-b). Fields cropped with C_4 -plants only cover small areas in the catchment and their imprint on soil organic matter composition is therefore limited (Huon et al., 2013). The $\delta^{13}\text{C}$ recorded during and after the water discharge peak were similar (-25.7‰ ; Fig. 4-5IIa-b) to those of surface soils, reflecting the dominance of surface vs. subsurface sources in Houay Pano catchment. At S8, located close to S4 (Fig. 4-1), $\delta^{15}\text{N}$ increased noticeably from 6.5 to 8.3‰ during the storm, indicating that ^{15}N -depleted organic matter (i.e., vegetation debris) was first exported and that erosion progressively affected deeper ^{15}N -enriched layers of the topsoil (Table 4-1). In contrast to the two other stations, the maximum TOC/TN (23) recorded downstream at S10 occurred during the water discharge peak (Figs. 4-3III f and 4-5Ic). Fresh organic matter characterized by high ratios is exported with a time lag due to the remote location of its source (Gurnell, 2007). Suspended organic matter transported at the beginning of the flood (range: from -23 to -21‰ ; Table 4-A1, Fig. 4-5IIc) is enriched in ^{13}C compared to the mean surface soil ($-25.5 \pm 1.4\text{‰}$) and match subsurface soil signatures (stream banks and gullies, Table 4-1). This observation validates previous findings showing the dominance of riverbank erosion suggested by the depletion in fallout radionuclides measured for sediments collected at this station (Gourdin et al., 2014b). Contribution of overland flow to stream water discharge derived from hydrograph separation can be linked to the source of suspended organic matter (Fig. 4-5III) as well as to the extent of particulate organic matter transfer (Fig. 4-5IV). In terms of water - sediment dynamics, high OF contributions (above ca. 50%) supply large quantities of soil organic matter (fingerprinted by low TOC contents and enriched isotopic compositions) to the river. In contrast, low OF contributions may indicate the dominance of riverbank erosion and remobilization of material deposited on the riverbed after previous floods. Based on this hydrograph

separation, it is then possible to draw sediment and particulate organic carbon budgets at the catchment scale in areas where surface soil erosion dominates.

4.3.5.2.2. Suspended sediment TOC-¹³⁷Cs relationships

Positive correlative trends between soil TOC and ¹³⁷Cs inventories suggest that a similar process, i.e. erosion and erosion-induced carbon depletion, controlled their concomitant decrease since the onset of cultivation in the 1960s (Huon et al., 2013). Similar positive correlations were reported by Smith and Blake (2014) for riverine sediments in parts of their study sites. We could not derive such relationships for suspended sediment loads during the May 23 flood. This observation may reflect selective detachment and transport, with respect to cultivated soils, of small size mineral-bound organic matter to the rivers. It could however also result from the local contribution of channel bed organic matter, degraded with time, inducing TOC depletion and ¹³C enrichment. This later interpretation is supported by the large proportion of remobilized sediments fingerprinted by the low ⁷Be:²¹⁰Pb_{xs} activity ratios measured in suspended sediment loads (Gourdin et al., 2014b).

4.3.5.2.3. Suspended sediment and carbon delivery at catchment scale

Total suspended sediment exports are summarized in Table 4-3 for S1, S4 and S10 sub-catchments.

Table 4-3. Total suspended sediment yield (SSY), total particulate organic carbon yield (C_{SSY}), specific total suspended sediment yield (S_Y) and specific total organic carbon yield (C_Y) for the May 23 flood.

Station	SSY (Mg)	C _{SSY} (kg)	S _Y * (kg ha ⁻¹)	C _Y ** (kgC ha ⁻¹)
S1	2.3	58	115	2.9
S4	26	496	433	8.3
S10	130	4346	112	3.7

* S_Y = 10 x SSY / drainage area in Table 2

** C_Y = 10⁻² x C_{SSY} / drainage area in Table 2

The sediment yield (S_Y) of ca. 433 kg ha⁻¹ at S4 is greater than at S1 and S10 (Table 4-3) and consistent with higher specific runoff and runoff coefficient values (Table 4-2).

Due to the low S_Y observed at S1, the succession of nested catchments was not related to a decrease in specific delivery when drainage area increased. Compared to the 2002-2003 annual sediment deliveries at S4 (2090 kg ha⁻¹ yr⁻¹) and S10 (540 kg ha⁻¹ yr⁻¹) reported by Chaplot and Poesen (2012), the May 23 flood represents *ca.* 21% of the total annual exports recorded for both stations. These deliveries are very high for a single event of moderate intensity. However, fallout radionuclide measurements (Gourdin et al., 2014b) indicate that the May 23 flood was the first important erosive event of the 2012 rainy season and that exported matter mainly consisted of remobilized river channel sediments (*ca.* 80%) that may not have been fully taken into account in the previous study.

Carbon specific deliveries (C_Y) suggest a higher erodibility of the S4 draining area, exporting *ca.* 8.3 kgC ha⁻¹ of soil organic carbon, i.e. more than twice the quantity exported from S1 and S10 (2.9-3.7 kgC ha⁻¹; Table 4-3). This behaviour may be related to higher RC (11.7%; Table 4-2) and OF contribution at discharge peak (78-100%; Fig. 4-4IIb) estimated at this station. As for sediment delivery, we calculated a much higher carbon flux exported by the catchment than previously reported by Chaplot and Poesen (2012), i.e., 8.5 and 1.4 kgC ha⁻¹ yr⁻¹ for S4 and S10, respectively. To the best of our knowledge, this discrepancy may be explained by the different TOC concentrations used for carbon flux calculation in both studies. In this study the values are almost 5-fold higher for S4 (25 vs. 4.1 mgC g⁻¹) and 14-fold higher for S10 (36 vs. 2.6 mgC g⁻¹). As the same analytical method was used in both studies, these differences could also be explained by a greater contribution of deep soil layers through linear erosion (gullies and riverbanks) during the 2002 rainy season, responsible for the export of sediments with low TOC content (<5 mgC g⁻¹) in all catchments draining a surface exceeding 0.6 ha. Total organic carbon and total nitrogen concentrations of riverine sediments are usually higher than in soils due to preferential mobilisation and transport of fine and light soil organic fractions after aggregates destruction (Stoltenberg and White, 1953). However, Chaplot and Poesen (2012) observed rather similar TOC enrichment factors (close to 1), suggesting a good stability of soil aggregates in their study. The low carbon yields (8.5 and 1.4 kgC ha⁻¹ yr⁻¹, for S4 and S10 respectively) reported by these authors indicate that nearly all soil particulate organic matter deposited on hillslopes before reaching the

river channel. The connectivity of hillslopes to the stream channel may also have changed since 2002-2003 due to the replacement of cultivated plots by teak plantations initiated in 2009 in the catchment. Teaks are characterized by large leaves that concentrate rainwater and enhance raindrop erosivity, soil crusting and runoff, especially after 10 years (Patin et al., 2012). However, their impact on soil erosion and organic matter export is still poorly understood (C. Valentin, personal communication) and should be further investigated.

4.3.6. Concluding remarks

The composition of suspended organic matter and stream water monitored during the first erosive event of the 2012 rainy season in a cultivated catchment of northern Laos provided an efficient way to quantify the evolution of particulate organic matter sources along a network of nested gauging stations.

In upper parts of the catchment, suspended organic matter exported was mainly originating from in-channel and nearby sources during the rising stage, and from cultivated surface soils at peak flow and during the receding stage.

Downstream, the composition of suspended and deposited organic matter reflected the dominant supply of subsurface sources and a subsequent dilution of the soil-derived organic matter delivery by channel - bank mixing and remobilization processes.

The results of this study suggest that relationships between water flow and suspended sediment load and hydrograph separation at the outlet of catchments would be better constrained using high-resolution monitoring of overland flow than rainfall.

Finally, as higher suspended organic matter exports than in previous studies were determined, these results indicate that both the sampling period, at the onset of the rainy season (following field clearing by slash and burn in this study), and the impact of land use change played a key role for sediment delivery at the outlet of the catchment.

Acknowledgements

The authors would like to thank the Lao NAFRI (National Agriculture and Forestry Research Institute in Vientiane) and the MSEC project (Multi-Scale Environmental Changes) for their support. They are also grateful to Keo Oudone Latsachack, Bounsamai Soulleuth and Chanthamoussone Thammahacksa for their help in the field, to Véronique Vaury (iEES-Paris) for organic matter composition measurements, and to Patricia Richard (iEES-Thiverval Grignon) for $\delta^{18}\text{O}$ measurements of water samples. Elian Gourdin received a PhD fellowship from Paris-Sud University, Orsay, France. This work received financial support from the French CNRS EC2CO / BIOHEFECT program (Belcrue project).

Table 4-4. Appendix A: Summary of data collected at stations S1, S4 and S10 during the May 23 flood.

Label	Time*	TSS*	Q*	EC*	$\delta^{18}\text{O}^*$	TOC*	TN*	TOC/TN*	$\delta^{13}\text{C}^*$	$\delta^{15}\text{N}^*$
	(hh:mm)	(g L ⁻¹)	(L s ⁻¹)	($\mu\text{S cm}^{-1}$)	(‰ vs. V-SMOW)	(mgC g ⁻¹)	(mgN g ⁻¹)		(‰ vs. PDB)	(‰ vs. AIR)
Station S1										
LS0101	12:08	0.86	5	335	-7.2	42.0	2.0	20.5	-15.3	7.1
LS0102	12:09	0.56	7	317	-7.1	60.3	2.6	23.1	-19.0	5.5
LS0103	12:09	0.53	10	317	-7.0	-	-	-	-	-
LS0104	12:10	0.61	13	299	-6.8	66.2	2.1	31.0	-19.7	7.0
LS0105	12:10	-	16	299	-	-	-	-	-	-
LS0106	12:11	1.23	21	282	-6.9	32.2	2.3	14.0	-23.0	6.0
LS0107	12:13	1.70	27	262	-6.6	26.2	2.0	13.0	-23.7	6.6
LS0108	12:14	2.37	34	259	-6.2	25.0	2.0	12.7	-22.4	6.8
LS0109	12:19	3.65	40	241	-6.0	23.1	2.1	10.8	-24.4	7.2
LS0110	12:20	4.17	55	233	-6.1	23.4	2.2	10.7	-24.5	7.3
LS0111	12:21	4.65	76	224	-5.9	22.5	2.0	11.1	-24.1	7.5
LS0112	12:21	18.74	90	215	-5.8	27.4	2.0	11.1	-25.6	6.8
LS0113	12:30	29.98	68	184	-5.8	25.7	2.1	11.0	-25.8	6.8
LS0114	12:33	23.02	51	188	-5.5	25.8	2.2	10.7	-25.9	7.5
LS0115	12:37	24.05	38	194	-5.4	23.3	2.0	10.1	-25.8	7.5
LS0116	12:43	17.67	27	205	-5.6	20.8	2.5	9.8	-25.6	7.7
LS0117	12:50	16.38	18	218	-5.7	19.3	2.3	9.0	-25.3	7.8
LS0118	12:57	9.13	14	232	-5.8	18.7	2.4	9.0	-25.0	7.5
LS0119	12:58	14.37	13	233	-6.1	18.6	2.3	9.1	-25.1	7.2
LS0120	13:15	4.50	8	262	-6.2	19.3	2.1	9.6	-23.8	7.1
Station S4										
LS0403	11:57	1.53	15	297	-6.9	-	-	-	-	-
LS0404	11:58	1.21	24	306	-6.7	-	-	-	-	-
LS0403-4**	-	-	-	-	-	27.7	2.6	10.8	-23.8	7.1
LS0405	12:00	1.16	33	306	-6.5	29.9	2.9	10.4	-23.5	6.5
LS0406	12:01	2.71	42	262	-6.1	24.8	2.4	10.2	-24.4	7.2
LS0407	12:04	5.83	54	216	-5.5	22.6	2.2	10.5	-25.0	7.2
LS0408	12:05	6.83	76	205	-5.2	-	-	-	-	-
LS0409	12:06	7.25	114	198	-5.3	-	-	-	-	-
LS0408-9**	-	-	-	-	-	21.2	2.1	10.1	-25.0	7.5
LS0410	12:07	10.07	144	177	-4.7	22.1	2.1	10.7	-25.2	7.6
LS0411	12:07	11.89	185	161	-4.7	20.8	2.0	10.3	-25.2	7.6
LS0412	12:08	15.75	280	138	-4.5	19.2	1.9	9.9	-25.6	7.6
LS0413	12:09	20.05	309	121	-4.9	-	-	-	-	-

Chapitre 4 : Sources et flux de matière organique au cours d'une crue de début de mousson

Label	Time* (hh:mm)	TSS* (g L ⁻¹)	Q* (L s ⁻¹)	EC* (μS cm ⁻¹)	δ ¹⁸ O* (‰ vs. V-SMOW)	TOC* (mgC g ⁻¹)	TN* (mgN g ⁻¹)	TOC/TN*	δ ¹³ C* (‰ vs. PDB)	δ ¹⁵ N* (‰ vs. AIR)
LS0414	12:10	31.56	358	99	-5.1	19.6	2.1	9.6	-25.4	8.0
LS0415	12:11	46.51	440	87	-5.2	21.1	2.1	10.0	-25.6	7.5
LS0416	12:20	28.40	335	103	-5.4	24.5	2.1	11.5	-26.0	7.1
LS0417	12:23	23.00	277	105	-5.4	24.7	2.2	11.4	-25.8	7.2
LS0418	12:26	17.76	228	117	-5.6	24.7	2.1	11.8	-26.0	7.4
LS0419	12:34	11.70	183	152	-5.6	-	-	-	-	-
LS0420	13:20	12.62	145	164	-5.6	-	-	-	-	-
LS0419-20**	-	-	-	-	-	22.5	2.0	11.0	-25.8	7.4
LS0421	13:32	7.71	112	192	-5.8	19.0	1.9	9.8	-25.6	7.7
LS0422	13:46	6.92	84	201	-6.1	19.6	2.0	9.8	-25.6	7.7
LS0423	14:05	6.93	59	203	-6.0	-	-	-	-	-
LS0424	14:43	5.89	39	214	-6.2	-	-	-	-	-
LS0425	15:46	3.37	23	230	-6.2	-	-	-	-	-
LS0423-25**	-	-	-	-	-	20.9	2.2	9.6	-25.5	7.3
Station S10										
LS1002	12:24	7.94	204	227	-5.5	-	-	-	-	-
LS1003	12:28	5.57	455	220	-5.5	-	-	-	-	-
LS1002-3**	-	-	-	-	-	39	2.0	19.8	-21.2	8.2
LS1004	12:31	8.77	623	215	-5.9	-	-	-	-	-
LS1005	13:03	11.10	943	167.5	-5.6	-	-	-	-	-
LS1004-5**	-	-	-	-	-	36	1.9	19.1	-22.6	7.4
LS1006	13:06	23.63	990	167	-5.7	44	1.9	23.1	-21.8	7.0
LS1007	13:27	17.02	1535	156	-5.4	44	2.0	22.2	-22.3	7.5
LS1008	13:33	24.43	1350	155.5	-5.7	29	1.8	16.2	-22.7	8.4
LS1009	13:39	24.00	1187	157	-5.6	31	1.8	17.2	-23.0	7.9
LS1010	13:46	15.74	1038	160	-5.6	25	1.8	13.7	-24.3	7.9
LS1011	13:55	21.47	886	167.5	-5.7	27	1.9	14.3	-23.4	7.3
LS1012	14:06	18.01	735	174	-5.6	29	1.9	15.0	-24.5	7.4
LS1013	14:20	15.35	597	184	-5.8	24	2.0	12.4	-24.5	7.1
LS1014	14:38	12.80	485	198	-5.7	-	-	-	-	-
LS1015	15:14	10.17	308	222	-5.9	-	-	-	-	-
LS1014-15**	-	-	-	-	-	30	1.9	15.5	-23.6	7.1

* = Time of collection, total suspended sediment load (TSS), stream discharge (Q), water electric conductivity (EC) and δ¹⁸O, total organic carbon in TSS (TOC), total nitrogen in TSS (TN), δ¹³C and δ¹⁵N for TSS, ** = composite sample, - = no value.

4.4 Conclusion du chapitre

L'étude de la composition de la matière organique des sols source et des sédiments exportés couplée au suivi de la composition de l'eau, lors d'une crue de début de mousson, a permis de mieux contraindre l'origine spatiale et la dynamique des matières en suspension. Les résultats obtenus confirment que les matériaux exportés en début de crue à l'amont du bassin et au pic de crue à l'aval sont associés à la végétation des berges et du lit du cours d'eau. Ils montrent également, lors du pic de crue à l'amont, la prédominance des particules présentant une signature similaire à celle de la surface des sols du bassin, ce qui indique la dominance des phénomènes d'érosion en nappe à l'amont du site d'étude.

Les flux de carbone organique particulaire calculés sont très élevés (compte-tenu de l'intensité moyenne de l'évènement) par rapport aux valeurs obtenues 10 ans auparavant au cours d'une année hydrologique complète caractérisée par l'occurrence de 34 crues érosives. Bien que l'échantillonnage de 2012 ait été réalisé juste après le défrichage des parcelles selon la technique traditionnelle de la culture sur brûlis, les forts taux d'exportation calculés reflètent très vraisemblablement un changement de la sensibilité du bassin à l'érosion. Il apparaît donc important de savoir si cette sensibilité va encore s'accroître à l'avenir, si l'expansion des plantations de teck se poursuit.

En outre, l'approche utilisée dans cette étude confirme le changement de processus dominant quand on se déplace de l'amont du bassin à l'aval, comme nous avons pu l'observer à partir de l'analyse des radionucléides au chapitre précédent. Dès lors, l'étude de la propagation des crues à travers un emboîtement de stations plus important à l'aide de la même combinaison de paramètres complémentaires (radionucléides d'une part, et paramètres associés à la matière organique d'autre part) est apparue particulièrement pertinente dans ce contexte de début de mousson. Cependant, comme l'ont souligné les résultats présentés, les apports atmosphériques doivent être mieux contraints (via un échantillonnage plus complet de la pluie) afin de pouvoir exploiter au mieux les mesures de radionucléides et de $\delta^{18}\text{O}$. La mission de 2013 a notamment visé à atteindre cet objectif et à caractériser la variabilité des retombées de radionucléides dans le bassin de la Houay Xon, qui fait l'objet du chapitre qui suit.

Chapitre 5

**Variabilité spatio-temporelle des
retombées de ^7Be et ^{210}Pb durant
quatre orages successifs du
début de la saison des pluies en
2013**

Chapitre 5. Variabilité spatio-temporelle des retombées de ^7Be et ^{210}Pb durant quatre orages successifs du début de la saison des pluies en 2013

5.1 Préambule

Suite aux résultats encourageants de la mission de suivi de crue réalisée en mai 2012 dans le cadre du projet Belcrue, un second projet, intitulé Belkong, a obtenu un financement auprès du programme EC2CO du CNRS/INSU. L'objectif de ce projet était, en s'appuyant sur les connaissances acquises, d'approfondir la compréhension des processus érosifs sur le site d'étude. La zone d'étude a été étendue vers l'aval, afin de caractériser les effets d'échelle et la propagation de l'onde de crue à travers un nombre plus important de stations emboîtées. Il est alors apparu nécessaire de déterminer la variabilité spatiale et temporelle des apports de radionucléides par les pluies durant les crues étudiées. Pour ce faire, des dispositifs d'échantillonnage spécifiques ont été conçus et installés au sein du bassin durant la première partie de la mission. Pour l'échantillonnage de la pluie, divers types de systèmes en série ont été envisagés et les tests réalisés ont permis la mise en place d'une collecte séquentielle et « automatique » de l'eau de pluie. Ce dispositif, fabriqué sur mesure, a été installé au niveau de la station S10 (choisie pour sa localisation centrale dans le bassin versant de la Houay Xon), afin de collecter les eaux de pluies s'écoulant sur le toit de la station, qui a été équipé d'une gouttière reliée au système de récupération et de stockage des échantillons successifs (cf. chapitre 2).

Outre les analyses de spectrométrie gamma réalisées afin de déterminer les activités en ^7Be et ^{210}Pb , les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$) ont également été caractérisés, afin de contraindre la signature de la pluie et sa variabilité spatio-temporelle dans l'optique d'utiliser ce paramètre pour la séparation de l'hydrogramme de crue durant les événements associés. L'étude de ce paramètre, combinée à celle des radionucléides, s'est avérée intéressante pour comprendre les processus de lessivage de l'atmosphère (et l'origine des masses nuageuses) influençant les apports de ^7Be et ^{210}Pb au sol par les précipitations.

Ce chapitre, qui porte spécifiquement sur l'analyse de la pluie, est présenté sous forme d'article et rédigé en anglais. Il a été soumis à la revue *Journal of Environmental Radioactivity* et est publié en ligne sur le site ScienceDirect (<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0265931X14001714>) et en version papier dans le numéro 136 de la revue (à paraître en octobre 2014). Un résumé en français est fourni dans la section suivante.

5.2 Résumé

Les retombées atmosphériques de ^7Be et de ^{210}Pb constituent des traceurs temporels qui permettent d'étudier la dynamique des particules de sol (discrimination des sources de surface vs. subsurface ; mise en évidence de la remobilisation de sédiments déposés sur le lit des cours d'eau) au cours des événements érosifs dans les bassins versants. Un nombre croissant d'études a comparé les rapports $^7\text{Be} : ^{210}\text{Pb}$ dans l'eau de pluie et les sédiments afin d'estimer des pourcentages de particules fraîchement érodées. Cependant, le manque de données concernant la variabilité spatiale et temporelle des apports de ces radionucléides via les précipitations au cours des orages a été identifié comme l'un des principaux verrous limitant ces estimations. Afin d'y remédier, des échantillons de pluie ont été collectés au niveau de trois stations au cours de quatre orages successifs qui ont eu lieu au début de la mousson (juin 2013) dans le bassin versant montagneux de la Houay Xon, dans le nord du Laos. Les activités en ^7Be et ^{210}Pb des eaux de pluie, mesurées à l'aide de détecteurs germanium hyper-pur à très bas bruit-de-fond, sont comprises entre 50 et 1720 mBq L⁻¹ et entre 20 et 260 mBq L⁻¹, respectivement. Le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau a été déterminé sur les mêmes échantillons. Les cumuls de pluie des quatre orages analysés varient de 4,8 à 26,4 mm (51 mm au total) au niveau du point d'échantillonnage séquentiel (fractionné dans le temps). Les dépôts atmosphériques cumulés de ^7Be et de ^{210}Pb au cours de la période d'échantillonnage à cette station sont de 17,6 et 2,9 Bq m⁻² respectivement. Le rapport $^7\text{Be} : ^{210}\text{Pb}$ varie (1) de 6 à 9 à travers le bassin (retombées cumulées journalières) et (2) de 3 à 12 au cours du temps (échantillons collectés successivement en S10). L'évolution intra-événementielle des activités en ^7Be et ^{210}Pb de la pluie et du $\delta^{18}\text{O}$ mettent en évidence l'appauvrissement progressif au cours du temps du stock atmosphérique de

radionucléides (lessivage) sous le nuage engendrant les précipitations, de manière concomitante avec un processus de distillation de Rayleigh au sein de la vapeur d'eau. L'augmentation du rapport $^7\text{Be} : ^{210}\text{Pb}$ au cours de l'orage montre la contribution croissante des radionucléides issus de la masse nuageuse. Les implications de la variabilité observée pour le marquage des particules de sol et l'étude de l'érosion sont brièvement discutées et des recommandations sont formulées pour l'échantillonnage des pluies en vue de la détermination de leur signature dans le cadre des études basées sur la méthode $^7\text{Be} : ^{210}\text{Pb}$, en particulier dans les zones tropicales soumises à une forte érosion.

5.3 Spatial and temporal variability of ^7Be and ^{210}Pb wet deposition during four successive monsoon storms in a catchment of northern Laos

Authors

Gourdin E.^{a,✉}, Evrard O.^a, Huon S.^b, Reyss J.-L.^a, Ribolzi O.^c, Bariac T.^d, Sengtaheuanghoung O.^e, Ayrault S.^a

Authors' affiliations

^a Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), UMR 8212 (CEA-CNRS-UVSQ/IPSL), Domaine du CNRS, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex, France

^b Université Pierre et Marie Curie (UPMC), UMR 7618 Bioemco, case 120, 4 place Jussieu. 75252 Paris cedex 05, France

^c Géosciences Environnement Toulouse (GET), UMR 5563 (CNRS, UPS, IRD), 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^d CNRS, UMR 7618 Bioemco, campus INRA - AgroParisTech, Bâtiment EGER, 78550 Thiverval – Grignon, France

^e National Agriculture and Forestry Research Institute (NAFRI), P.O. Box 4199, Ban Nogviengkham, Xaythany District, Vientiane, Lao PDR

✉ **Corresponding author**

Tel.: +33169824362.

E-mail address: elian.gourdin@lsce.ipsl.fr

Please cite as: Gourdin, E., Evrard, O., Huon, S., Reyss, J.-L., Ribolzi, O., Bariac, T., Sengtaheuanghoung, O., Ayrault, S., 2014. Spatial and temporal variability of ^7Be and ^{210}Pb wet deposition during four successive monsoon storms in a catchment of northern Laos. *J. Environ. Radioact.* 136, 195–205.

Abstract

Fallout radionuclides ^7Be and ^{210}Pb have been identified as potentially relevant temporal tracers for studying soil particles dynamics (surface vs. subsurface sources contribution; remobilization of in-channel sediment) during erosive events in river catchments. An increasing number of studies compared ^7Be : ^{210}Pb activity ratio in rainwater and sediment to estimate percentages of freshly eroded particles. However, the lack of data regarding the spatial and temporal variability of radionuclide wet deposition during individual storms has been identified as one of the main gaps in these estimates. In order to determine this key parameter, rainwater samples were collected at three stations during four storms that occurred at the beginning of the monsoon (June 2013) in the Houay Xon mountainous catchment in northern Laos. Rainwater ^7Be and ^{210}Pb activities measured using very low background Germanium hyperpure detectors ranged from 0.05 to 1.72 Bq L^{-1} and 0.02 to 0.26 Bq L^{-1} , respectively. Water $\delta^{18}\text{O}$ were determined on the same samples. Total rainfall amount of the four sampled storms ranged from 4.8 to 26.4 mm (51 mm in total) at the time-fractionated collection point. Corresponding cumulative ^7Be and ^{210}Pb wet depositions during the sampling period were 17.6 and 2.9 Bq m^{-2} , respectively. The ^7Be : ^{210}Pb activity ratio varied (1) in space from 6 to 9 for daily deposition and (2) in time from 3 to 12 for samples successively collected. Intra-event evolution of rainwater ^7Be and ^{210}Pb activities as well as $\delta^{18}\text{O}$ highlighted the progressive depletion of local infra-cloud atmosphere radionuclide stock with time (washout), which remains consistent with a Raleigh-type distillation process for water vapour. Intra-storm ratio increasing with time showed the increasing contribution of rainout scavenging. Implications of such variability for soil particle labelling and erosion studies are briefly discussed and recommendations are formulated for the collection of rainwater signature in studies based on the ^7Be : ^{210}Pb ratio method, especially in tropical areas under high erosive pressure.

Keywords: Be-7, Pb-210, rainwater, monsoon storm, wet deposition, local spatial temporal variability

5.3.1. Introduction

Monsoon storms can have a dramatic impact in mountainous tropical regions where they trigger intense soil erosion with both on-site and downstream consequences (Sidle et al., 2006; Valentin et al., 2008; Morgan, 2009).

Fallout radionuclides brought by rainwater that sorb quickly onto soil particles may be used to discriminate between sediments with different origin (i.e., surface versus depth) and dynamics (i.e., freshly eroded versus re-suspended material; Matisoff et al., 2005; Mabit et al., 2008). During the last few years, an increasing number of studies have used ^7Be and ^{210}Pb as tracers of soil particles (Evrard et al., 2010; Liu et al., 2011; Olley et al., 2012). Beryllium-7 (^7Be), with a half-life of 53.2 days, is a cosmogenic radionuclide naturally produced by spallation of carbon, oxygen and nitrogen in the atmosphere (Lal et al., 1958; Papastefanou and Ioannidou, 1995). Lead-210 (^{210}Pb), which is produced by decay of atmospheric gaseous radon-222 (^{222}Rn) derived from soil uranium-238 (^{238}U) decay chain, has a longer half-life of 22.3 years. Both radionuclides are mainly removed from the atmosphere by washout (Olsen et al., 1985), and brought to the soil (and leaf) surface by wet deposition (Wallbrink and Murray, 1994; Caillet et al., 2001; McNeary and Baskaran, 2003; Ioannidou and Papastefanou, 2006; Conaway et al., 2013). The contrast between the half-lives of both radionuclides makes them potentially interesting tracers for studying soil particles dynamics during erosive events in river catchments (Dominik et al., 1987; Bonniwell et al., 1999; Matisoff et al., 2002; Evrard et al., 2010; Saari et al., 2010). In the case of tropical regions with seasonal monsoon, the rather short period of ^7Be results in the almost total decay of previous rainy season inputs to the soil during the following dry season (Gourdin et al., 2014b). In contrast, ^{210}Pb stock in soils increases as successive inputs may accumulate on particles during the previous years. As ^{210}Pb is also locally produced by soil ^{238}U decay chain, rainfall inputs are distinguished as unsupported- ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$). Matisoff et al. (2005) proposed to compare ^7Be :

$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity ratios in sediment and rainwater to estimate percentages of freshly eroded particles (assumed to display ratios close to those measured in rainwater) in transported sediment.

The reliability of such estimates has been recently questioned (Walling, 2012; Taylor et al., 2013). One of the main concerns results from the lack of data to assess the spatial and temporal variability of radionuclide wet deposition during individual rainfall events. This variability may be controlled by several parameters including the amount of rainwater, the intensity of rainfall, the elapsed-time since last storm, the origin of the raincloud and its trajectory over continent, the latitude and the elevation of the site, the season and the temporal scale considered. Moreover, Su and Huh (2006) documented that an important parameter controlling the activity of ^7Be and ^{210}Pb in aerosols (and their depositional fluxes) is the acidity of rain and cloud water. As the use of fallout radionuclides for the study of erosion and sediment dynamics has been recently applied to a variety of study sites including the Houay Xon catchment (Gourdin et al., 2014b) in northern Laos, it is important to address concerns regarding atmospheric deposition variability and estimate its impact on particle labelling in both space and time. To the best of our knowledge, very few attempts have been made so far to address this issue (e.g., Wallbrink and Murray, 1994; Huh and Su, 2004; Conaway et al., 2013; Pinto et al., 2013; Renfro et al., 2013) whereas monthly and annual fluxes have been more widely documented around the world (e.g., Narazaki et al., 2003; González-Gómez et al., 2006; Huh et al., 2006; Baskaran, 2011; Bourcier et al., 2011; Pham et al., 2013).

In this study, four successive storms were monitored in June at the beginning of the 2013 rainy season, using a network of rainwater sampling stations embedded in the Houay Xon catchment (22.4 km²; Mekong River tributary) in northern Laos. This paper presents ^7Be and ^{210}Pb wet deposition (and related ratio) variability across the catchment during these successive storms. Spatially distributed and temporally fractionating devices were designed in order to determine the evolution of deposition during each storm. In addition to fallout radionuclide activities that were

determined in collected rainwater, $\delta^{18}\text{O}$ measurements were conducted on all samples in order to provide complementary information on precipitation dynamics (Dansgaard, 1953; Dansgaard, 1964; Bleeker et al., 1966; Ingraham and Taylor, 1991; Celle-Jeanton et al., 2001). Rainwater $\delta^{18}\text{O}$ can also be used for hydrograph separation (e.g., Ribolzi et al., 1996; Ladouche et al., 2001) in complement to sediment tracing procedures to improve constraining the various end-members contribution requires intra-storm variation monitoring (e.g., Harris et al., 1995; Klaus and McDonnell, 2013). This overall work also specifically discusses the need to monitor variability in order to better constrain the use of ^7Be and ^{210}Pb as tracers of sediment dynamics in tropical areas under high erosive pressure.

5.3.2. Materials and methods

5.3.2.1. Study site

The Houay Xon (HX) catchment is located south of Luang Prabang (LP) urban area in northern Laos (Fig. 5-1). The HX River is a tributary of the Nam Dong River, flowing into the Mekong River within the city of LP (Ribolzi et al., 2010). The upstream Houay Pano (HP) catchment is part of the MSEC (Monitoring Soil Erosion Consortium) network since 1998 (Valentin et al., 2008). Elevation within the HX catchment ranges between *ca.* 270–1300 m a.s.l. The region is characterized by a summer monsoon climate. Mean annual cumulative rainfall between 1960 and 2013 amounts to *ca.* $1302 \pm 364 \text{ mm y}^{-1}$ (Bricquet et al., 2003; Patin et al., 2012). Over 80 % of annual rainfall occurs during the rainy season between May and October (Fig.5-1; Ribolzi et al., 2008). The characteristics of the six rainfall monitoring and/or sampling stations are summarized in Table 5-1.

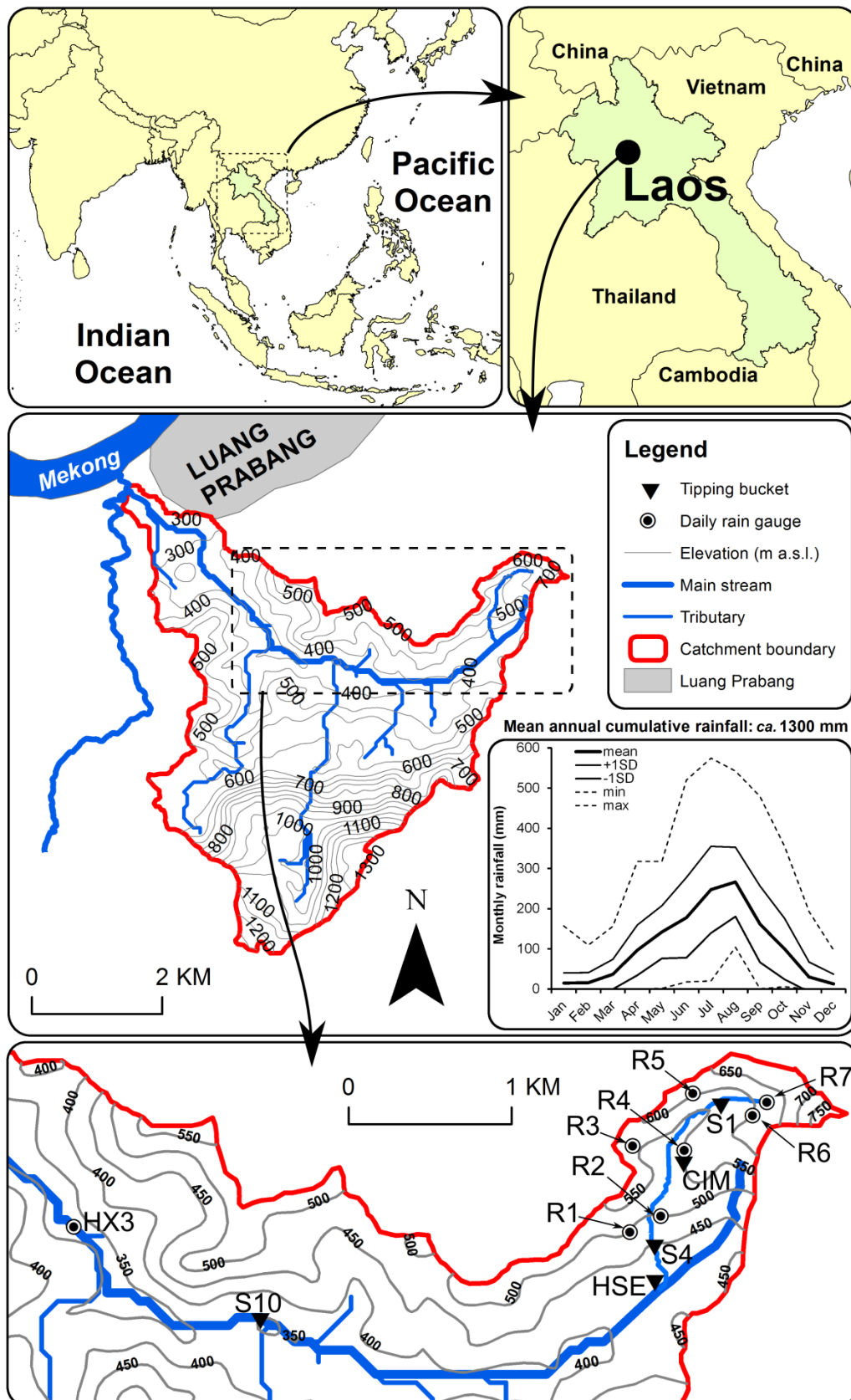


Figure 5-1: Location of study site, contour lines, main stem and tributaries of the Houay Xon River. Location of daily cumulative and tipping bucket rain gauges. Long term mean monthly rainfall (1960-2013) in Luang Prabang (thin solid lines: standard deviation for each month; dashed lines: minimum and maximum values).

Table 5-1. Characteristics of rainfall monitoring and sampling stations in the Houay Xon catchment.

Station	Collecting area (m ²)	Number of samples June 2 / June 4	Type of rainwater sampler	Rainfall intensity measurement	
				Device	Frequency
S1	0.04	-	-	Tipping-bucket rain gauge	1 min (0.2 mm increments)
CIM	0.04	-	-	Tipping-bucket rain gauge	1 min (0.2 mm increments)
S4	0.14	1 / 1	cumulative	Tipping-bucket rain gauge	1 min (0.2 mm increments)
HSE	0.04	-	-	Tipping-bucket rain gauge	30 min
S10	4	6 / 6	fractionated*	Tipping-bucket rain gauge	1 min (0.2 mm increments)
HX3	0.14	1 / -	cumulative	Bucket	1 day

- : no sampling * : max 4.7 mm / sample

Location of each station across the Houay Xon River catchment is shown on Fig. 5-1.

5.3.2.2. Sampling and data collection

Rainfall intensity was monitored with six automatic pluviometers and eight cumulative rain gauges (Fig. 5-1). Rainfall samples were collected using both time-integrating and time-fractionating devices. To allow time-fractionated collection of rainwater, a metallic roof with a collecting area of ca. 4 m² was equipped with a PVC gutter, connected to a succession of tanks (18L each; photographs on Fig. 5-2). Each tank was equipped with a floating plastic ball of the proper size that prevented rainwater inflow when the tank was full (auto-capping system), allowing filling of the next tank to start without subsequent water mixing between tanks. Subsequent fractionation of rainfall corresponded to ca. 4.7 mm per tank. After each rainfall event, rainwater-containing tanks were separated from the collecting device and screw-capped to avoid evaporation during transportation to the field laboratory.

Cumulative rain collectors at S4 and HX3 consisting of 0.14 m² buckets were placed in open areas at least 1m above ground level to avoid splash contamination.



Figure 5-2: Rainwater fractionated collection device at S10. Left: pluviometer and collecting gutter; right: auto-capping 18L bottles connected to rainwater collection pipe.

5.3.2.3. Sample preparation and radionuclide analyses

To reduce the volume of rainwater that is required to conduct direct gamma spectrometry analyses, fallout radionuclide recovery was performed in the field by co-precipitation with aluminium hydroxides (Ciffroy et al., 2003; Evrard et al., 2010; Gourdin et al., 2014b). Samples were prepared by adding 1.5 g of aluminium chloride hexahydrate. Co-precipitation was achieved by addition of 1N NaOH solution until pH attained 8.5-9.0. After 5 h, the supernatant was removed and the precipitates were placed in an aluminium tray and dried in an oven. All residues were placed in polypropylene tubes and sealed airtight. Gamma spectrometry analysis was conducted with the low-background, high-efficiency, well-type Ge detector of the Laboratoire Souterrain de Modane (LSM), located under the Fréjus Mount in the French Alps where a protection against

cosmic rays is achieved by a 1700 m rock cover (Reyss et al., 1995). Counting time ranged between 1 and 3 days depending on sample activity.

Radionuclide activities were measured in a total of 15 individual rainwater samples. The ^7Be and ^{210}Pb activities were determined at 477.6 keV and 46.5 keV, respectively. ^{210}Pb was calculated by subtracting the supported activity from the total ^{210}Pb activity (measured at 46.5 keV) using two ^{226}Ra daughters, i.e. ^{214}Pb (average count at 295.2 and 351.9 keV) and ^{214}Bi (609.3 keV). All measurements were corrected for background level determined every two months as well as for detector and geometry efficiencies. Activities were also decay corrected to the sampling date. All results were expressed in mBq L^{-1} . Uncertainties on radionuclide activities correspond to 1σ counting statistics.

5.3.2.4. Rainwater $\delta^{18}\text{O}$ measurements

Rainwater sample aliquots were recovered in 30-mL glass flasks, and filtered with $<0.2\ \mu\text{m}$ acetate filters. Stable oxygen isotopes measurements ($\delta^{18}\text{O}$) were carried out using the standard CO_2 equilibration method (Epstein and Mayeda, 1953) and determined with a VG Optima[®] mass spectrometer (IEES-Paris, Thiverval-Grignon, France). Isotopic ratios are reported using the $\delta^{18}\text{O}$ notation, relative to the Vienna-Standard Mean Ocean Water (V-SMOW; Gonfiantini, 1978) with an analytical precision better than $\pm 0.1\text{‰}$.

5.3.3. Results and discussion

5.3.3.1. Rainfall characteristics

Between June 2 and June 4, 2013, the total amount of rainfall reached $\text{ca. } 45 \pm 10\ \text{mm}$ at most monitoring stations, except in the upper part of the catchment - over 600 m a.s.l. - that only received $30 \pm 1\ \text{mm}$ of cumulative rainfall over 72h (Table 5-2).

Table 5-2. Elevation and cumulative precipitation on June 2 and June 4, 2013, at the 13 rain gauging stations installed across Houay Xon River catchment (increasing elevation from left to right).

		Stations													
Parameter	(unit)	HX3	S10	HSE	S4	R2	R1	CIM	R4	R3	S1	R5	R6	R7	
Elevation	(m a.s.l.)	330	350	410	450	509	510	536	563	567	570	586	604	614	
Precipitation	June 2	(mm d ⁻¹)	27.1	26.4	20.9	20.6	20.2	20.4	14.6	13.9	17.0	12.5	14.4	12.1	10.8
	June 4	(mm d ⁻¹)	-	24.4	32.4	39.8	29.2	31.4	23.8	28.0	25.8	20.6	14.2	17.9	18.6
	Total	(mm)	-	50.8	53.3	60.4	49.4	51.8	38.4	41.9	42.8	33.1	28.6	30.0	29.4

- : No data

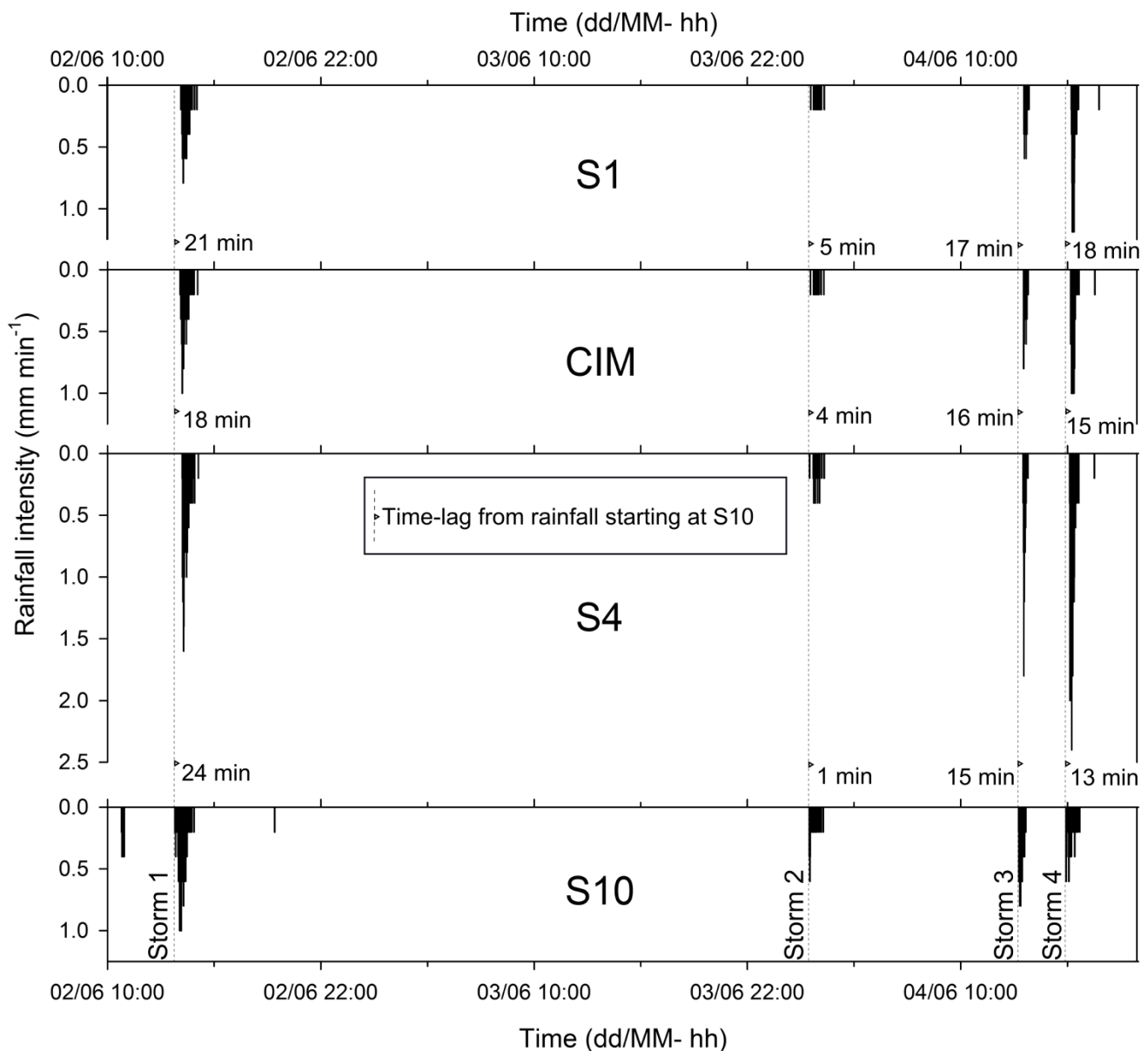


Figure 5-3: Rainfall intensity (mm min⁻¹) recorded at S1, CIM, S4 and S10 from June 2 to 4, 2013. Time lag between rainfall starting at S10 (vertical dashed line) and at other stations. Location of each pluviometer in the Houay Xon River catchment is displayed in Fig. 5-1.

Four storms, referred to as Storm 1-4 in the remainder of the text, with total rainfall amount exceeding 5 mm occurred during the study period (Fig. 5-3).

Time lags between rainfall onset at the different stations indicate progressive cloud displacement pathway above the study site. Most clouds observed in the field originated from the west of the catchment (where the valley is wider) and moved towards the northeast. Consequently, all storms were first recorded at S10 and then migrated towards S4, CIM and finally S1. However, somewhat different behaviours were also observed from one storm to the other. During the storm of June 2, rainfall started at S4 after CIM and S1, suggesting that a second cloud triggered rainfall in the upper part of the catchment and converged with the one that moved from S10 over S4. This would also explain the higher maximum rainfall intensity (1.6 mm min^{-1}) recorded at S4 (Fig. 5-3). The storm that occurred overnight on June 4 (01:30) was recorded by all pluviometers within less than 5 min and nearly synchronously at S10 and S4, across a distance of almost 2.5 km. Furthermore, this event was characterized by a low rainfall intensity (ca. 0.2 mm min^{-1} ; Fig. 5-3). This behaviour suggests that this event was triggered by a different type of precipitation from the other recorded storms, which is also supported by fallout radionuclide and $\delta^{18}\text{O}$ data (see 3.2 and 3.3). Small storms occurred locally at S10 on June 2 in the morning and at upper stations on June 4 in the evening (Fig. 5-3).

5.3.3.2. Rainwater $\delta^{18}\text{O}$ evolution

Fractionated sampling at S10 produced 6 successive samples on June 2 and 6 samples on June 4. Detailed evolution of rainfall intensity at S10 associated with each collected rainwater sample is provided on Fig. 5-4. Collected rainwater oxygen-18 isotopic enrichment ($\delta^{18}\text{O}$) ranged between -9.9 and -6.4 ‰. During storms 1 and 2, values ranged between -8.5 and -6.4‰ whereas they varied between -9.9 and -8.5‰ during storms 3 and 4. This behaviour suggests differences in the isotopic composition of the related air masses.

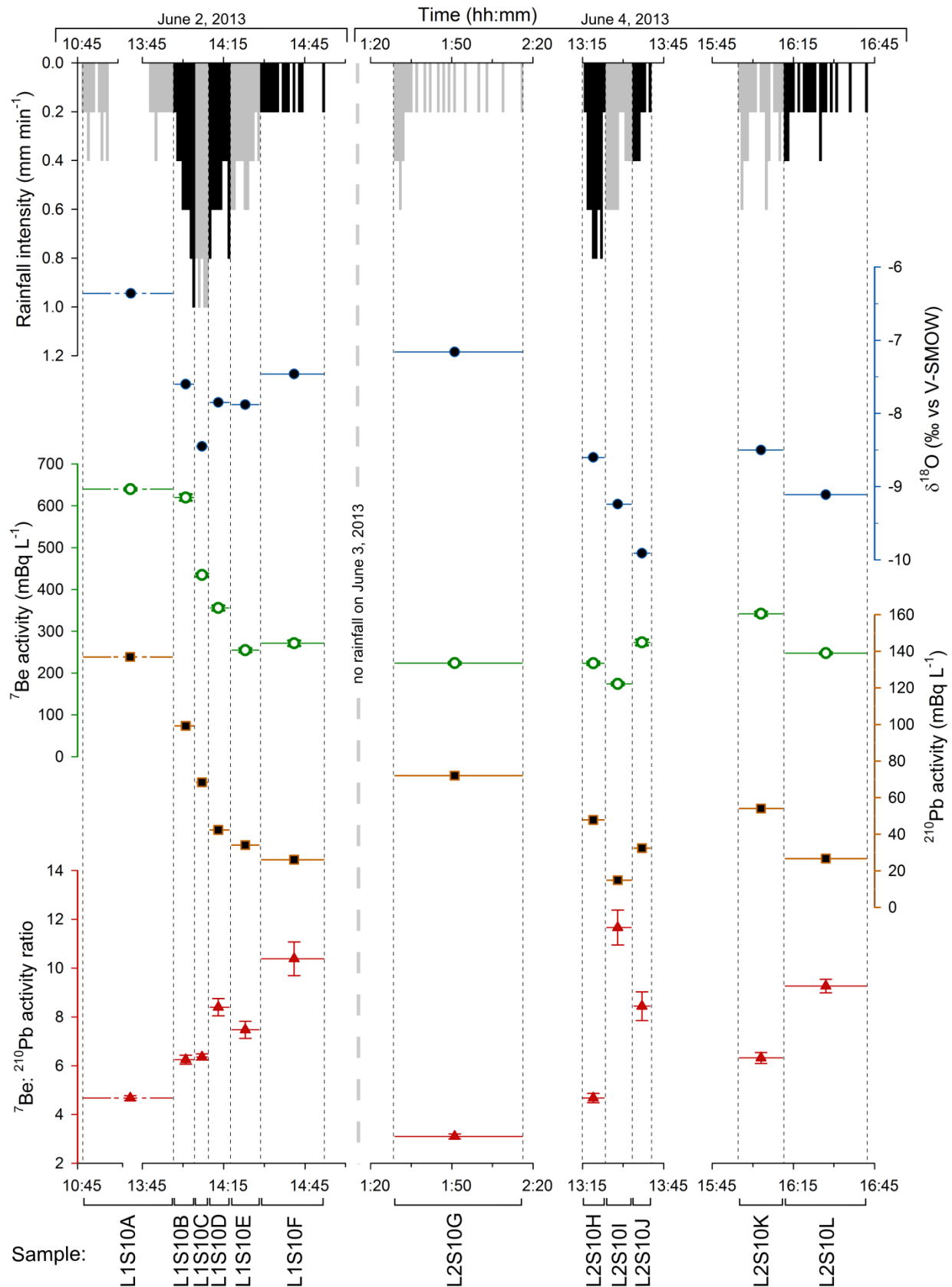


Figure 5-4: Rainfall intensity (mm min^{-1}) recorded at S10 from June 2 to 4, 2013, and corresponding rainwater samples oxygen stable isotopes ratio ($\delta^{18}\text{O}$, full circles), ^7Be (empty circles) and ^{210}Pb (squares) activities and $^7\text{Be}: ^{210}\text{Pb}$ ratio (triangles). Horizontal lines represent the collection period of each sample. Vertical error bars represent 1σ uncertainty.

Dansgaard (1964) reported monthly rainfall $\delta^{18}\text{O}$ in Luang Prabang from -13 to 0‰ significantly correlated with the amount of precipitation, as also mentioned by Araguas-Araguas et al. (1998; $r^2 = 0.55$). In both studies, no dependence of $\delta^{18}\text{O}$ on the temperature effect was put forward. The mean $\delta^{18}\text{O}$ of rainwater during the rainy season (from May to September) reported by Araguas-Araguas et al. (1998) was -8.3‰, whereas it was -4.3‰ during the dry season (from October to April). This difference reflects the increased previous depletion of air masses in heavy isotopes during the rainy season before they reached Luang Prabang. This depletion is due to the successive storms occurring during vapour travel from its source, i.e. mainly Indian Ocean in June according to low altitude (850 hPa) atmospheric circulation models (Wang et al., 2003; Vuille et al., 2005) that report low-level westerlies. This process likely explains the depleted $\delta^{18}\text{O}$ values found for storms 3 and 4. At regional scale, precipitation $\delta^{18}\text{O}$ has been shown to be negatively correlated with monsoon strength (Vuille et al., 2005), although weak or insignificant relationships were found at individual stations likely due to rather short record length. As shown on Fig. 5-4, rainwater $\delta^{18}\text{O}$ displayed temporal decreasing patterns for each storm (up to -2 ‰ for 10 mm cumulative rainfall depth between samples L1S10A and L1S10C). This behaviour is consistent with Rayleigh-type distillation processes (Dansgaard, 1964). However, at the end of storm 1, on June 2, an increase of $\delta^{18}\text{O}$ was observed as rainfall intensity progressively decreased. This could be the consequence of either rainfall intensity decrease (the so called “amount effect” in Dansgaard, 1964) and/or vertical mixing with another rainfall enriched in ^{18}O . Fractionation by evaporation of rain drops during rainfall is another possible explanation. Such increases of $\delta^{18}\text{O}$ after rainfall intensity peak were reported by e.g. Dansgaard (1953), Bleeker et al. (1966) and Celle-Jeanton et al. (2001) for different types of precipitation events. As suggested by the latter, this reincreasing trend could result from the decrease of raindrop formation altitude (maximum at rainfall intensity peak).

5.3.3.3. Temporal variability of radionuclide activity in rainwater

Rainwater ^7Be and ^{210}Pb activities ranged between $174\text{-}640 \pm 8 \text{ mBq L}^{-1}$ and between $15\text{-}137 \pm 2 \text{ mBq L}^{-1}$, respectively (Fig. 5-4; Appendix). Variations in ^{210}Pb activity were larger for the June 2 event ($30\text{-}137 \pm 2 \text{ mBq L}^{-1}$) than on June 4 ($15\text{-}72 \pm 1 \text{ mBq L}^{-1}$). This observation is also valid for ^7Be activity, ranging between $255\text{-}640 \pm 8 \text{ mBq L}^{-1}$ on June 2 and also, despite the occurrence of three distinct storms (Fig. 5-4), ranging between $174\text{-}342 \pm 5 \text{ mBq L}^{-1}$ on June 4 (Appendix).

On June 2, the first sample collected at S10 (L1S10A; Fig. 5-4) corresponded to the mixing rainwater of an early event (2.4 mm; 10 min) that occurred at ca. 11:00 a.m. and of the first 2 mm of rainfall of the afternoon. This sample corresponds to the highest ^7Be and ^{210}Pb activities recorded at this station throughout the studied period. The five following samples (L1S10B-L1S10F) are progressively depleted both in ^7Be and ^{210}Pb with time (Fig. 5-4). Similar observations were previously made in different environments around the world (e.g., Wallbrink and Murray, 1994; Ishikawa et al., 1995). The first millimetres of rainfall showed higher concentrations in fallout radionuclides and these activities decreased as ^7Be and ^{210}Pb were progressively removed from the atmosphere and/or the raincloud by rainfall. For the June 2 storm, well-defined negative exponential relationships can be drawn for both ^7Be and ^{210}Pb activities (in Bq L^{-1}) versus cumulative rainfall (Fig. 5-5a). Similarly, Ishikawa et al. (1995) reported a negative exponential relationship ($C_{(t)} = a * e^{-k*t} + b$) between rainwater radionuclide concentrations ($C_{(t)}$) and the time elapsed since the beginning of rainfall (t). They assigned a and b values to the respective concentrations of washout (a) and rainout (b). Positive and statistically meaningful logarithmic correlations can also be established between cumulative wet deposition of both radionuclides and cumulative rainfall (Fig. 5-5c). Total wet deposition of ^7Be on the June 2 event amounted to 11.6 Bq m^{-2} (Fig. 5-5c; Table 5-3), similar to the mean supply of 13.4 Bq m^{-2} (range: $0.03 - 108 \text{ Bq m}^{-2}$) observed by Wallbrink and Murray (1994) in southern Australia from individual rainfall events; however, a direct comparison is not intended here as climate and latitude of both study areas are

very different. Total ^{210}Pb wet deposition on June 2 reached $1.9 \text{ Bq m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ which remains in the range of $0.2 - 4.7 \text{ Bq m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ reported by McNeary and Baskaran (2003) in Detroit (USA). The last sample (L1S10F) collected on June 2 showed an increase in ^7Be activity that may result from the additional contribution of a second small cloud, which is also suggested by the observed $\delta^{18}\text{O}$ increase (Fig. 5-4).

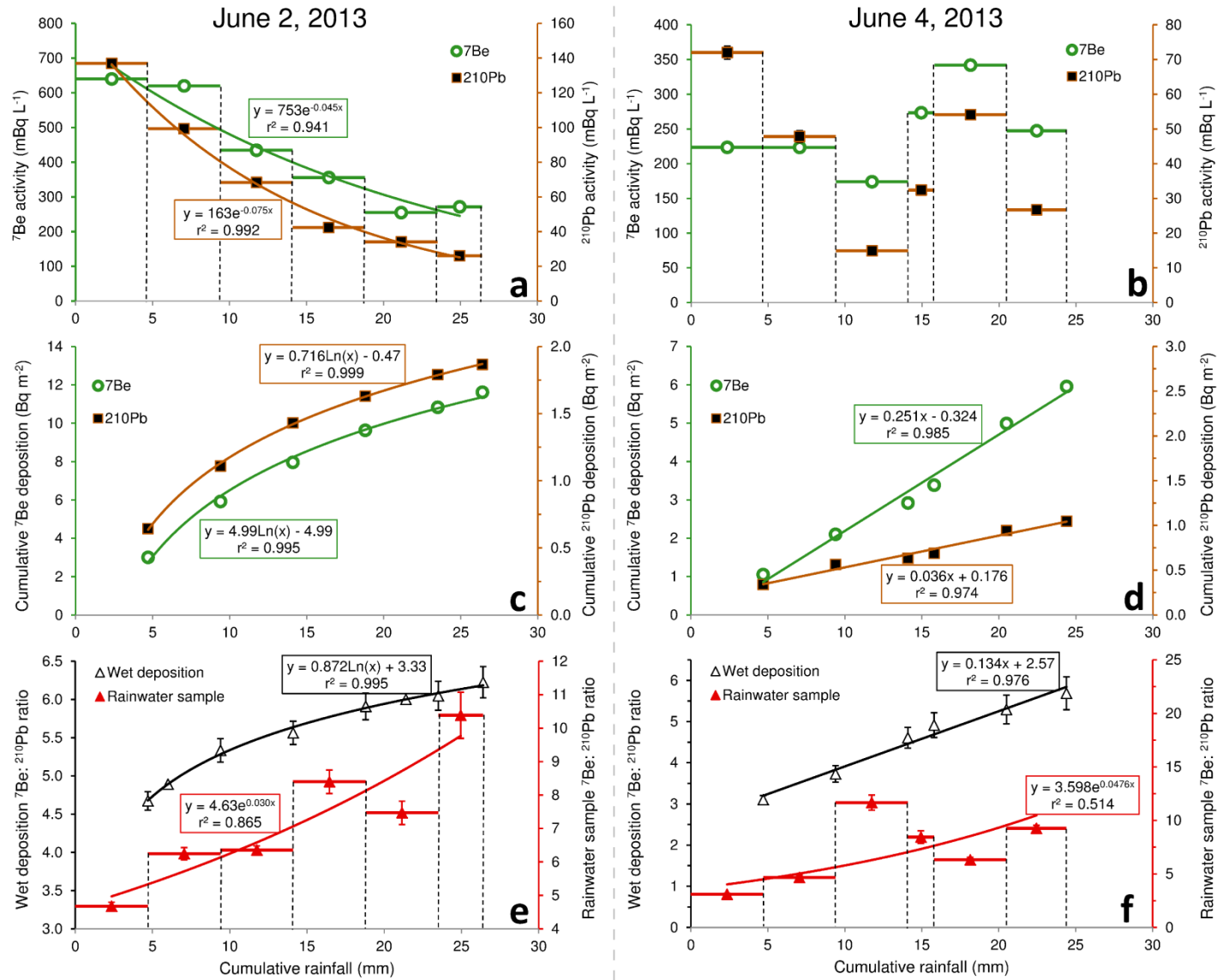


Figure 5-5: Rainwater samples ^7Be and ^{210}Pb activities (a-b), cumulative depositions (c-d) and activity ratios (e-f) versus cumulative rainfall recorded at S10 on June 2 and 4, 2013. Horizontal lines represent the collection period of each sample. Vertical error bars represent 1σ uncertainty.

In addition to the depletion of both radionuclides in rainwater during the storm, a two-fold increase in the ^7Be : ^{210}Pb activity ratio was observed, from 4.7 ± 0.1 to 10.4 ± 0.7 (Fig. 5-4; Appendix), due to the fact that ^{210}Pb deposition decreased proportionately more than ^7Be deposition. The difference in the vertical distributions of both radionuclides (e.g., Moore et al., 1973; Talpos and Cuculeanu, 1997) that results from their distinct origins (i.e., upper atmosphere for ^7Be , and ground level ^{222}Rn emission for ^{210}Pb) could explain this behaviour. Moreover, the shift of ^7Be : ^{210}Pb ratio outlines the progressive depletion of below-raincloud atmospheric radionuclide stock by washout, whereas the contribution of rainout to total scavenging (washout + rainout) increased.

On June 4 (Fig. 5-4 and 5-5), the three successive storms (referred to as storms 2, 3 and 4) amounted to 4.7 mm (L2S10G), 11.1 mm (L2S10H - I - J) and 8.6 mm (L2S10K - L) respectively. Compared to the second storm, the first one showed a rather similar ^7Be activity but a higher ^{210}Pb activity, which resulted in a very low ratio (3.1; Fig. 5-4 and 5-5). The two subsequent storms 3 and 4 presented behaviours similar to the one observed on June 2, namely a decrease in both radionuclide activities and an increase of the rainwater ^7Be : ^{210}Pb ratio that varied between 4.7 and 11.7 (Fig. 5-4; Appendix).

The temporal variability of radionuclide deposition from one storm to the next at S10 is shown in Fig. 5-6. The ^7Be deposition seems to be mainly related to total rainfall amount, whereas ^{210}Pb displays a rather different behaviour. The ^{210}Pb deposition triggered by the three storms that occurred on June 4 is quite similar despite their contrasted amounts of precipitation. However, the global ^7Be : ^{210}Pb ratio associated with each storm highlights the particularity of storm 2 during which this ratio was almost twice smaller (Fig. 5-6). Storm 2 was furthermore characterized by the lowest rainfall intensity (4.7 mm in 48 min) and the highest mean $\delta^{18}\text{O}$ (-7.2‰; Fig. 5-4; Appendix). The high concentration of ^{210}Pb observed for storm 2 may also be connected with the length of the preceding dry period (1.4 day) compared with those of the following storms, 0.5 and 0.1 days for storm 3 and storm 4, respectively.

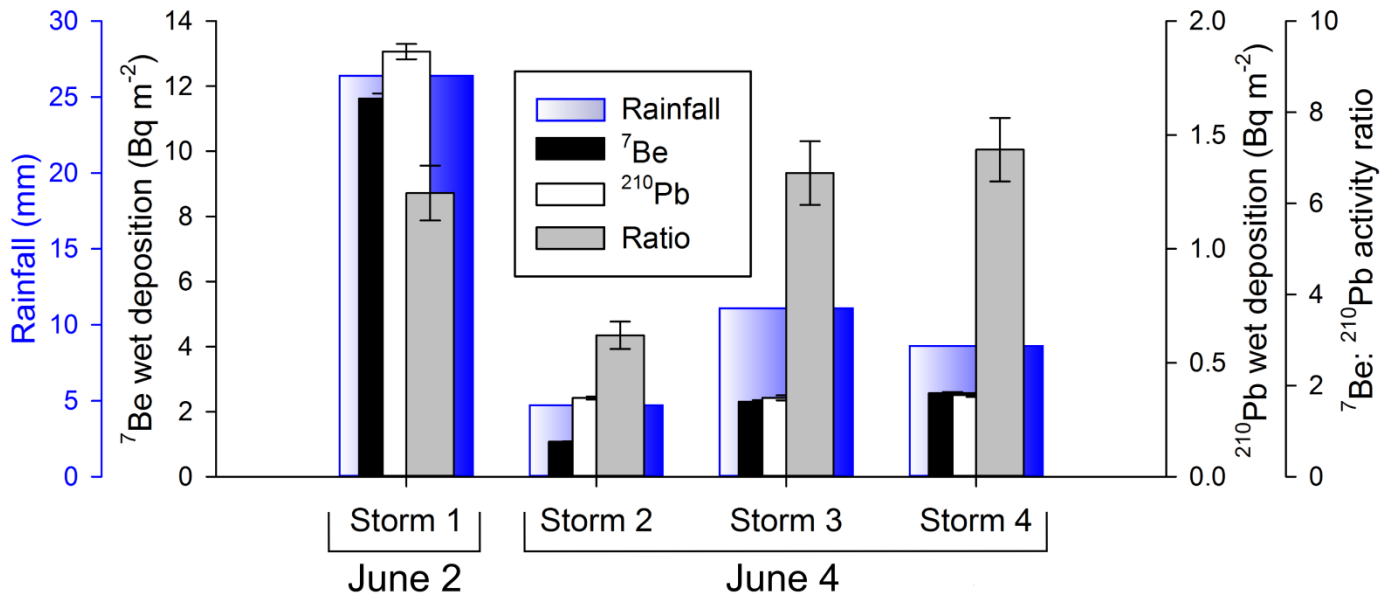


Figure 5-6: Temporal variability of radionuclide deposition storm by storm at S10 (from June 2 to 4, 2013): cumulative rainfall (mm), cumulative ^7Be and ^{210}Pb deposition (Bq m^{-2}) and $^7\text{Be}: ^{210}\text{Pb}$ ratio. Error bars represent 1σ uncertainty.

The magnitude of radionuclide deposition temporal variability observed are different whether intra-storm and inter-storms variations are taken into account (Fig. 5-4 and 5-5; Appendix). The activity ratio of rainwater collected at S10 also varied with time, from 3.0 to 12.4 with a mean value of 6.0 for total wet deposition. The values for total depositions from one storm to the next were less contrasted than variations between individual samples as they correspond to average ratios ranging 3.1-7.2 (Fig. 5-6). The implications of this variability for sediment tracing are discussed in section 5.3.3.5. Our results show that the ^{18}O -depletion of rainwater follows that observed for ^7Be and ^{210}Pb until rainfall reaches its maximum intensity. Therefore, at local scale, upper atmosphere ^7Be scavenging and below-cloud ^{210}Pb washout are consistent with a Rayleigh-type distillation process, responsible for $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ partition between water vapour and liquid phases during precipitation. This trend displays discrepancies when rainfall intensity decreases, indicating that other processes such as raindrop evaporation for $\delta^{18}\text{O}$ are operating as mentioned in section 5.3.3.2.

5.3.3.4. Spatial variability of radionuclide wet deposition

In addition to time-fractionating sampling at S10, one cumulative sample was collected at S4 for each rainy day and at HX3 for June 2 only (Tables 5-1 and 5-3). Based on the characteristics of the station described in Table 5-1, radionuclide activities in rainwater (ranges: 0.17-1.72 Bq L⁻¹ and 0.02-0.26 Bq L⁻¹ for ^7Be and ^{210}Pb respectively) were converted into cumulative wet deposition (in Bq m⁻²) for each sample or station (Table 5-3). The total deposition estimates for each collection point are displayed in Table 5-3.

Table 5-3: Spatial variability of cumulative radionuclide activity (mBq L⁻¹) and wet deposition (Bq m⁻²), resulting ^7Be : ^{210}Pb ratio and rainwater $\delta^{18}\text{O}$ on June 2 and June 4, 2013, and cumulative over the entire monitoring period (Total = June2 + June4) across the Houay Xon catchment.

Date	Station	^7Be		^{210}Pb		^7Be : ^{210}Pb ratio	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
		(mBq L ⁻¹)	(Bq m ⁻²)	(mBq L ⁻¹)	(Bq m ⁻²)		
June 2	S4	1130 ± 25	23.3 ± 0.5	189 ± 5	3.9 ± 0.11	6.0 ± 0.3	-7.6
	S10	440 ± 4*	11.6 ± 1.0*	71 ± 0.8*	1.9 ± 0.1*	6.2 ± 0.3*	-7.6*
	HX3	1718 ± 71	46.6 ± 1.9	263 ± 12	7.1 ± 0.3	6.5 ± 0.6	-7.3
June 4	S4	848 ± 54	33.8 ± 2.1	94 ± 10	3.8 ± 0.4	9.0 ± 1.5	-6.7
	S10	244 ± 3*	6.0 ± 0.1*	43 ± 0.8*	1.1 ± 0.1*	5.7 ± 0.2*	-8.6*
Total	S4	-	57.1 ± 6.3	-	7.2 ± 1.1	7.9 ± 2.1	-
	S10	-	17.6 ± 0.5	-	2.9 ± 0.2	6.1 ± 0.6	-

- : no data; * : total daily wet deposition (calculated from data displayed in Appendix)

On June 2, ^7Be and ^{210}Pb wet deposition ranged 11.6 - 46.6 ± 2 Bq m⁻² and 1.9 - 7.1 ± 0.3 Bq m⁻², respectively. Despite large variations in ^7Be and ^{210}Pb activity, stations HX3, S10 and S4 presented very similar ratios of approximately 6. Spatial variability of wet deposition ratio was therefore rather low (11% including analytical uncertainty) during the storm.

Estimates of wet deposition for June 4 could only be obtained for S10 and S4 (Table 5-3). Despite an almost two-fold higher amount of rainfall for June 4 at S4 (39.8 mm; Table 5-2), ^{210}Pb deposition values were rather similar ($3.8 \pm 0.4 \text{ Bq m}^{-2}$) to the ones documented for June 2. However, ^7Be deposition triggered by a succession of storms of June 4 was higher ($33.8 \pm 2.1 \text{ Bq m}^{-2}$) than that from a single storm on June 2 ($23.3 \pm 0.5 \text{ Bq m}^{-2}$; Table 5-2). The difference between depositions at S10 and S4 were also higher for June 4 than for June 2. Depositions for June 4 at S10 represented only 18% of ^7Be and 29% of ^{210}Pb deposition at S4, whereas they represented ca. 50% for June 2. The related ^7Be : ^{210}Pb ratio at S4 was also higher than for June 2, with 9.0 ± 1.5 vs. 6.0 ± 0.3 .

Total wet deposition throughout the study period was obtained by adding June 2 and June 4 deposition values (Table 5-3). Overall, the spatial variability of radionuclide deposition in the catchment was high with differences up to almost 6-fold for ^7Be and 4-fold for ^{210}Pb from one station to the next during storm 1. As the succession of rainfall events reduces both intra- and inter-event differences between the collection points, higher variability can be expected at shorter time-scales. The impact of such differences on soil or sediment particles labelling by rainwater radionuclides is discussed in section 5.3.3.5.

5.3.3.5. Impact of ^7Be and ^{210}Pb wet deposition local variability on soil and sediment activity and ratio

As overland flow loaded with fresh sediment could not be collected during the four studied storms, we do not have direct information on the evolution of particle activity both in time and space across the Houay Xon catchment. We can, nevertheless, make several assumptions on the behaviour of fallout radionuclides by considering rainfall inputs. Table 5-4 summarizes radionuclide wet deposition data documented in the literature for individual storm events.

Table 5-4 : Comparison of ^7Be and ^{210}Pb wet deposition and spatial coefficient of variation (CV) during individual storms and for monthly deposition from literature data

Reference	Location	Latitude	Study spatial scale		Study duration	N° of storm sampled	Rainfall depth per storm (mm)	Daily wet deposition ($\text{Bq m}^{-2} \text{d}^{-1}$)			Spatial CV (%) ^b	
			Size/ distance	N° of station				^7Be	^{210}Pb	Ratio	^7Be	^{210}Pb
Renfro et al., 2013	New York (USA)	40.9°N	-	1	19 mo.	4	8 - 40	40.1 ± 3.3 - 123.3 ± 5.0	0.3 ± 0.1 - 0.4 ± 0.1	132 ± 41 - 286 ± 71	-	-
Conaway et al., 2013	California (USA)	37°N	5 km	2	10 mo.	20	7 - 140	12 ± 2 - 188 ± 3	-	-	13 - 49	-
Huh et al., 2006	Taiwan	25°N	~20 km	2	9 y.	418	< 420	< 300	< 50	< 19	75	69
This study	Northern Laos	19.9°N	3 km	4	3 d.	4	4 - 40	6.0 ± 0.1 - 46.6 ± 1.9	1.1 ± 0.1 - 7.1 ± 0.3	5.7 ± 0.2 - 9.0 ± 1.5	65 - 70	61 - 62
Pinto et al., 2013	Piracicaba (Brazil)	22.7°S	300 m ²	12	16 mo.	5	4.5 - 21	2.1 ± 1.2 - 12.8 ± 3.8	-	-	20 - 64	-
Wallbrink and Murray, 1994	Southern Australia	35°S	-	1	17 mo.	83	0.1 - 160	< 1 - 123	-	-	-	-
Renfro et al., 2013	New York (USA)	40.9°N	-	1	19 mo.	-	36 - 190	67 ± 2 - 385 ± 8	6.7 ± 0.5 - 16.7 ± 0.9	10.0 ± 0.8 - 28.1 ± 0.9	-	-
Yamamoto et al., 2006	Japan and Korea	33.6 - 45.4°N	1600 km	1 - 12	12 y. - 2 y.	-	4 - 450	5 - 1650	2 - 245	4 - 17	47	55 - 63
Lozano et al., 2013	Southern Spain	36 - 37°N	100 km	2	2.5 y.	-	5 - 230	1.1 ± 0.2 - 204 ± 7	0.23 ± 0.15 - 14.9 ± 0.5	4.5 ± 3.0 - 30.6 ± 2.2	14 - 99	2 - 69
Huh and Su, 2004 ^a	Taiwan	25°N	400 km	152	5 y.	-	-	310 - 5290 ^a	3300 - 81700 ^a	0.1 - 0.5 ^a	10 - 85 ^a	4 - 80 ^a
Wallbrink and Murray, 1996 ^a	Southern Australia	35°S	20 m	3	20 mo.	-	-	85 ± 15 - 450 ± 40 ^a	-	-	5 - 25 ^a	-

- = No data; *italic*: monthly deposition values; **bold**: annual deposition values; The shaded row corresponds to the present study.^a Soil inventory values^b CV = Std.Dev. ÷ Mean * 100

The comparison of our results with published data is not straightforward as the duration of experiments, the number of measurements and the site characteristics are different between the studies. However, several relevant conclusions can be drawn from a cautious comparison. In their study, Renfro et al. (2013) reported cumulative wet depositions for both radionuclides during four individual storms that brought *ca.* 8 - 40 mm of rainfall in New York (USA). The ^7Be depositions are higher than those recorded in the Houay Xon catchment in contrast to ^{210}Pb depositions that are lower, resulting in very high ^7Be : ^{210}Pb ratios (up to 286 ± 71). Monthly deposition values, although less contrasted, displayed values up to 28.1 ± 0.9 . This behaviour is consistent with the coastal location of the study site and similar to global trends observed by Lozano et al. (2013) in the Gulf of Cadiz (SE Spain) where monthly deposition ratios reached 30.6 ± 2.2 . Both studies report poor ^{210}Pb content in precipitation, consistent with the local marine origin of air masses. In contrast, the Houay Xon River catchment is located several hundreds of km away from the ocean and, as main monsoon air masses in this region come from the southwest, a minimum 625 km-long travel from the Gulf of Martaban (Wang et al., 2003; Vuille et al., 2005) above the continent is required for water vapour to reach the study site. During their travel, air masses are progressively loaded with ^{222}Rn , and vapour / aerosol ^{210}Pb activity subsequently increases until condensation leads to rainfall (Turekian et al., 1977). This behaviour explains the higher ^{210}Pb activities and lower ^7Be : ^{210}Pb ratios observed in our study site.

Our results are consistent with the spatial coefficients of variation of ^7Be deposition reported by Pinto et al. (2013) and Conaway et al. (2013) for similar individual rainfall events (Table 5-4). However, the sampling techniques employed by the former, who restricted rainwater sampling to the first 5 mm of rainfall, may have artificially increased the heterogeneity between samples for storms totalizing more than 5 mm. The very first fallout radionuclide supply by rainfall is significantly different from the one in total rainwater. We should therefore expect that total rainfall collection would have displayed more homogenous deposition values.

Because of its cumulative behaviour, few studies addressed the spatial variability of inter-storm ^{210}Pb deposition, and most of them focused on monthly to seasonal trends. Compared to depositions in Japan and Korea reported by Yamamoto et al. (2006), the highest daily depositions observed in the Houay Xon catchment ($7.1 \pm 0.3 \text{ Bq m}^{-2}$; Table 5-4) are in the range of the lowest ^{210}Pb monthly depositions ($\sim 2\text{-}8 \text{ Bq m}^{-2}$; Table 5-4) but represent $\sim 1/30$ of the highest monthly deposition values ($\sim 245 \text{ Bq m}^{-2}$). In contrast, similar daily deposition values were reported by Huh et al. (2006) in an area in northern Taiwan located at a similar latitude (25°N) as our study site. Their investigation was based on rainwater samples collected between 1996 and 2005 with monthly to daily frequencies (Table 5-4). Furthermore, their two study sites separated by ca. 20 km, provided rainwater ^7Be : ^{210}Pb ratios with a lower variability (mean: 29%) than radionuclides daily wet deposition (Table 5-4). ^7Be and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ soil inventories were also reported by Huh and Su (2004) for 25 landscape units sampled between 1997 and 2001. The variation coefficient, obtained for samples collected in the same landscape unit, displayed a wider variability (10 - 85% of the mean value, up to ca. 5300 Bq m^{-2}) than the ones reported for ^7Be by Wallbrink and Murray (1996) in Australian soils (5 - 25% depending on the type of vegetation cover) or by Iurian et al. (2013) in Austria (19%). Furthermore, the spatial variability of the ^7Be : ^{210}Pb ratio of cumulative wet deposition may be rather limited for a single storm whereas it may exceed analytical uncertainties when considering a succession of storm events. From our literature review, we see that reliable estimates of local spatial variability of radionuclide wet deposition at storm / flood temporal scales are not necessarily well documented in most studies, despite the need for taking into account this key parameter.

5.3.3.6. Implications for the use of the ^7Be : ^{210}Pb ratio method to constrain sediment dynamics

In this context, information on spatial variability of both pre-event soil activities and wet deposition during the storm event appears crucial to estimate the “fresh sediment” signature (Matisoff et al,

2005). As shown in this study, intra-storm temporal variability of radionuclide wet deposition is affected by washout and rainout processes resulting in progressively decreasing concentrations in rainwater. It appears therefore necessary to collect rainfall throughout the entire event to estimate wet deposition levels for each location. However, as this intra-event evolution has already been described in various climatic and geomorphological contexts (e.g. Wallbrink and Murray, 1994; Ishikawa et al, 1995), cumulative rainfall samples may be sufficient to estimate total deposition. Therefore, preference may be given to increase the number of sampling stations across space rather than to install time-fractionating collection devices.

As described above, wet deposition varies greatly from one storm to the next. It implies that determining the deposition value associated with the storm that triggered a specific flood is necessary. Attributing a constant deposition value to different floods may be irrelevant.

5.3.4. Concluding remarks

Based on this experiment and in the aim of improving knowledge on ^7Be and ^{210}Pb wet deposition variability and its impact on soil/eroded particles labelling, several recommendations for future studies may be put forward. Rainwater collection should be designed in order to:

- ensure complete rainfall sampling, as partial sampling (e.g. only the first 5 mm, or short-time and non-subsequent collection) will not be representative of the total wet deposition supply and the corresponding soil / sediment labelling (possible 30% underestimation of total deposition ratio);
- separate the respective depositions of successive storms, since the last erosive flood, as particle-labelling may evolve from one storm to the next;
- ensure spatially distributed collection of cumulative rainwater at the storm scale as spatial variability of wet deposition may be very different for each storm;

- reduce as much as possible the uncertainties on cumulative rainfall amounts by preventing potential water evaporation during sample collection (particularly in tropical environments);

The results of this study also demonstrated the interest of providing additional complementary data, in particular water stable isotopes, to document the precipitation-related air masses history. Temporal high-resolution monitoring of storm events is required to discriminate rainwater from soil pre-existing water contributions for hydrograph separation procedures using water stable isotopes as well as for ^7Be - ^{210}Pb labelling and monitoring experiments for sediment dynamics budgets.

Acknowledgements

The authors would like to thank the Lao NAFRI (National Agriculture and Forestry Research Institute in Vientiane) and the MSEC project (Multi-Scale Environment Changes) for their support. They are also grateful to Keo Oudone Latsachack, Bounsamai Soulileuth, Chanthamousone Thammahacksa and Thierry Henry des Tureaux for their kind, constant and irreplaceable help in the field. Thanks to Patricia Richard (IEES-Paris, Thiverval Grignon, France) for oxygen-18 analysis of water. EG received a PhD fellowship from Paris-Sud University. This work received financial support from the French CNRS EC2CO / BIOHEFECT program (Belkong project). Finally, the authors would like to thank the two anonymous reviewers, whose helpful comments improved the manuscript. LSCE contribution No. 5348.

5.3.5. Supplementary material

Table 5-5. Appendix A. Sequential intra-storm collection results: ^7Be and ^{210}Pb activities (mBq L^{-1}) and atmospheric fluxes (Bq m^{-2}) on June 2 and June 4, 2013 at S10 station. T: start and end time of sampling. dT: duration of sampling. Rain: cumulative rainfall associated with each sample. Ratio: ^7Be : ^{210}Pb activity ratio. Oxygen stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$). Uncertainties are given as 1σ counting statistics.

Date	Sample	T		dT	P	^7Be		^{210}Pb		Ratio	$\delta^{18}\text{O}$
		(hh:mm)		(min)	(mm)	(mBq L^{-1})	(Bq m^{-2})	(mBq L^{-1})	(Bq m^{-2})	(Bq/Bq)	(‰)
June 2 2013	L1S10A	10:46	13:56	10+10	4.7	640 ± 8	3.0 ± 0.04	137 ± 1.9	0.64 ± 0.009	4.7 ± 0.1	-6.4
	L1S10B	13:56	14:04	8	4.7	620 ± 8	2.9 ± 0.04	99 ± 1.7	0.47 ± 0.008	6.3 ± 0.2	-7.6
	L1S10C	14:04	14:09	5	4.7	434 ± 4	2.0 ± 0.02	68 ± 0.8	0.32 ± 0.004	6.4 ± 0.1	-8.5
	L1S10D	14:09	14:17	8	4.7	356 ± 6	1.7 ± 0.03	42 ± 1.1	0.20 ± 0.005	8.4 ± 0.4	-7.9
	L1S10E	14:17	14:28	11	4.7	255 ± 5	1.2 ± 0.02	34 ± 1.0	0.16 ± 0.005	7.5 ± 0.4	-7.9
	L1S10F	14:28	14:52	24	2.9	271 ± 7	0.8 ± 0.02	26 ± 1.1	0.08 ± 0.003	10.4 ± 0.7	-7.5
June 4 2013	L2S10G	01:28	02:16	48	4.7	224 ± 3	1.1 ± 0.01	72 ± 1.4	0.34 ± 0.007	3.1 ± 0.1	-7.2
	L2S10H	13:15	13:23	8	4.7	223 ± 4	1.0 ± 0.02	48 ± 1.1	0.22 ± 0.005	4.7 ± 0.2	-8.6
	L2S10I	13:23	13:33	10	4.7	174 ± 3	0.8 ± 0.02	15 ± 0.6	0.07 ± 0.003	11.7 ± 0.7	-9.2
	L2S10J	13:33	13:40	7	1.7	273 ± 7	0.5 ± 0.01	32 ± 1.5	0.06 ± 0.002	8.4 ± 0.6	-9.9
	L2S10K	15:54	16:11	17	4.7	342 ± 5	1.6 ± 0.02	54 ± 1.2	0.25 ± 0.005	6.3 ± 0.2	-8.5
	L2S10L	16:11	16:42	36	3.9	247 ± 3	1.0 ± 0.01	27 ± 0.5	0.10 ± 0.002	9.3 ± 0.3	-9.1

5.4 Conclusion du chapitre

Les résultats présentés dans ce chapitre montrent que le rapport $^7\text{Be} : ^{210}\text{Pb}$ varie de 6 à 9 à travers le bassin (retombées cumulées journalières) et de 3 à 12 au cours du temps (échantillons collectés successivement en S10). L'évolution intra-événementielle des activités en ^7Be et ^{210}Pb et du $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie mettent en évidence le lessivage du stock atmosphérique de radionucléides sous le nuage engendrant les précipitations, de manière concomitante avec un processus de distillation de Rayleigh au sein de la vapeur d'eau. De plus, l'augmentation du rapport $^7\text{Be} : ^{210}\text{Pb}$ au cours de l'orage montre que la part des radionucléides issus de la masse nuageuse et apportés au sol croît à mesure que le stock atmosphérique sous-jacent est lessivé.

Ces résultats constituent, à notre connaissance, l'une des premières études de l'évolution conjointe des apports de ^7Be et ^{210}Pb et du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations au cours d'une série d'événements pluvieux en Asie du Sud-Est. Ils ont montré, entre autres, la nécessité de considérer les apports de la totalité de la pluie cumulée associée à une crue. Dans l'optique d'utiliser le rapport $^7\text{Be} : ^{210}\text{Pb}$ pour distinguer les sédiments récemment érodés, il apparaît également indispensable de caractériser chacun des événements pluvieux individuellement, les apports variant de manière importante d'un orage à l'autre.

La variabilité spatiale de la signature des pluies cumulées n'a pas pu être aussi détaillée que nous l'aurions souhaité. En effet, cette partie de l'étude s'est heurtée à de petits problèmes techniques (e.g., disparition du collecteur installé au niveau de la station HX2) qui ont limité l'extension de l'étude vers l'aval du bassin. De plus, des échantillons complémentaires collectés au niveau du toit (qui n'avait pas été nettoyé) du laboratoire à Ban Lak Sip se sont avérés fortement contaminés par les débris végétaux qui s'y étaient accumulés. Ils présentaient des rapports plus faibles que la pluie collectée au niveau des autres stations, probablement à cause de leur activité plus élevée en ^{210}Pb qui est préférentiellement adsorbé à la matière organique qu'ils contenaient, et n'ont donc pas pu être utilisés. Au final, le nombre de stations est donc passé de cinq à trois et il apparaît donc souhaitable, au cours de prochaines expériences, de disposer de plusieurs points d'échantillonnage répartis sur l'ensemble du bassin (jusqu'à Ban Houaythong), afin de caractériser les impacts

éventuels liés au relief (1000 m de dénivelée entre l'exutoire et le point culminant du bassin) sur les apports atmosphériques de radionucléides, et sur le $\delta^{18}\text{O}$ (des diminutions de -0,15 à -0,50‰ pour 100 m d'augmentation d'altitude ont été rapportées dans la littérature).

Cette étude constitue un premier pas vers une meilleure compréhension de la variabilité spatiale et temporelle des apports de radionucléides au sol durant les orages, mais de nombreux points restent à éclaircir, en particulier la relation entre le type d'occupation des sols (notamment l'extension et la nature du couvert végétal) et le marquage effectif des particules de sol par les pluies. Dans le cas particulier du traçage des sédiments, la caractérisation de la signature du ruissellement issu de parcelles caractérisées par différents types d'occupation du sol au cours des crues étudiées pourrait représenter une alternative avantageuse à la détermination des apports par la pluie.

Chapitre 6

**Sources et propagation de
sédiments au cours de deux
crues successives (début juin
2013) le long d'un continuum de
bassins versants emboîtés**

Chapitre 6. Sources et propagation de sédiments au cours de deux crues successives (début juin 2013) le long d'un continuum de bassins versants emboîtés

6.1 Préambule

Dans ce sixième chapitre, la zone d'étude est étendue vers l'aval, couvrant 88 % de la surface du bassin de la Houay Xon et intégrant une plus grande superficie de zones d'habitation. La propagation de deux crues successives (engendrées par les pluies analysées dans le chapitre précédent) est étudiée à travers un emboîtement de 10 stations d'échantillonnage des eaux et matières en suspension (MES). Cinq de ces stations ont été spécifiquement mises en place pour cette expérience de suivi de crue (cf. chapitre 2). Elles permettent notamment de suivre les eaux de la Houay Thong, un affluent important de la Houay Xon, qui draine une superficie de 5,6 km² (environ un quart du bassin) et qui est équipé d'un petit barrage situé quelques km avant la confluence.

Les deux évènements pluvieux que nous avons pu échantillonner lors de la mission Belkong (21 mai - 6 juin 2013) sont d'intensité plutôt faible. Les paramètres analysés dans les études précédentes (chapitres 3 et 4 : débit, concentration en MES, activités en radionucléides, teneurs et isotopie du carbone organique et de l'azote, conductivité et isotopie de l'eau) ont été mesurés sur l'ensemble des échantillons collectés, mais sont interprétés ici de manière conjointe. L'objectif central reste l'identification des sources de sédiments et de matière organique et la caractérisation de leur mode d'érosion et de leur dynamique de transport au sein du bassin. Cependant, cette étude vise également à caractériser les éventuelles différences qui pourraient émerger entre l'amont et l'aval du bassin de la Houay Xon durant la propagation des crues. Les ordres de grandeur des flux de sédiments et de carbone organique associés à ces petits évènements ont également été estimés dans les différentes parties du bassin.

Le chapitre est présenté sous forme d'article et rédigé en anglais. Il est en cours de relecture et devrait être prochainement soumis à la revue « open-access » *Hydrology and Earth System Sciences*.

Un résumé en français est fourni dans la section suivante.

6.2 Résumé

Les petits bassins agricoles d'Asie du Sud-Est sont particulièrement affectés par l'érosion hydrique et fournissent une part significative des exportations de matières en suspension et de carbone organique particulaire vers les océans. Afin de déterminer les contributions respectives des différentes sources de sédiments et contraindre leur dynamique, deux crues successives ont été étudiées en juin 2013 dans le bassin versant de la Houay Xon (environ 22 km²), dans le nord du Laos. La composition des matières en suspension collectées dans les cours d'eau a été caractérisée tout au long d'un continuum de sept stations de suivi drainant des surfaces comprises entre 0,2 et 19,8 km². Les paramètres analysés en vue de déterminer les sources de sédiments sont les radionucléides (⁷Be, ²¹⁰Pb_{xs} et ¹³⁷Cs), les teneurs en carbone organique (TOC) et en azote (TN), et leurs isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$). La conductivité électrique du cours d'eau a également été mesurée afin d'estimer la contribution du ruissellement à l'écoulement total.

La discrimination entre les particules issues des sols de surface et de subsurface (ravines et berges) a été réalisée grâce aux mesures de ¹³⁷Cs. La contribution des sources de subsurface s'est révélée majoritaire dans la plupart des échantillons collectés. Cependant, la propagation de sédiments provenant de la surface des sols a été identifiée pendant les crues à travers le bassin. La proportion de sédiments récemment érodés a été estimée en comparant le rapport ⁷Be: ²¹⁰Pb_{xs} des sédiments avec la signature correspondante mesurée dans les précipitations. Les résultats ont montré la contribution prédominante des particules remobilisées (érodées et déposées au cours des années précédentes dans le lit de la rivière et à proximité) et chassées par les premières crues de la saison des pluies. La signature $\delta^{13}\text{C}$ (proche de -26 ‰) de la MO exportée indique qu'elle est majoritairement issue de plantes en C₃. Par contre, la contribution de MO issue de plantes en C₄ (herbe à éléphant ou *Napier grass* en anglais, *Pennisetum purpureum Schumacher*.) poussant dans le lit des cours d'eau et sur les berges a également été identifiée et indique qu'une part significative des sédiments exportés provenait de ces zones internes au réseau hydrographique.

Dans l'ensemble, cette étude a permis d'identifier les avantages et inconvénients liés à la combinaison de mesures des radionucléides, de la composition de la MO et de

l'eau afin de quantifier les sources de sédiments et leur dynamique dans les environnements tropicaux montagneux. À l'avenir, cette approche pourrait être appliquée à d'autres types d'environnements ou à des crues survenant plus tard au cours de la saison des pluies.

6.3 Sources and propagation of suspended sediment during two successive monsoon floods across nested subcatchments with contrasted land uses (Laos)

Elian Gourdin ^a, Olivier Evrard ^a, Sylvain Huon ^b, Olivier Ribolzi ^c, Jean-Louis Reyss ^a, Irène Lefèvre ^a, Thierry Bariac ^d, Oloth Sengtaheuanghoung ^e, Thierry Henry des Tureaux ^f, Sophie Ayrault ^a

^a Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), UMR 8212 (CEA-CNRS-UVSQ), Domaine du CNRS, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex, France

^b Université Pierre et Marie Curie (UPMC), UMR 7618 iEES (UPMC-CNRS-IRD-Paris7-UPEC), case 120, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex, France

^c Géosciences Environnement Toulouse (GET), UMR 5563 (CNRS-UPS-IRD), 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^d CNRS, UMR 7618 iEES (UPMC-CNRS-IRD-Paris7-UPEC), campus INRA - AgroParisTech, Bâtiment EGER, 78550 Thiverval – Grignon, France

^e Department of Agricultural Land Management (DALaM), P.O. Box 4199, Ban Nogviengkham, Xaythany District, Vientiane, Lao PDR

^f IRD, National Agriculture and Forestry Research Institute (NAFRI), P.O. Box 4199, Ban Nogviengkham, Xaythany District, Vientiane, Lao PDR

Abstract

Agricultural headwater catchments of SE Asia are prone to erosion and deliver an important part of the total suspended sediment supply to the ocean. In order to determine the relative contribution of potential sediment sources and constrain their dynamics along the stream flow pathway, two successive low intensity floods were studied in June 2013 in the Houay Xon catchment (ca. 22 km²) in northern Laos. Multi-tracer suspended sediment characterization was carried out along a continuum of 7 monitoring stations draining areas ranging between 0.2 and 19.8 km² combining fallout radionuclides (⁷Be, ²¹⁰Pb_{xs} and ¹³⁷Cs) and particulate organic matter composition (total organic carbon –TOC– and nitrogen –TN– concentrations, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$), together with stream water composition (electric conductivity and $\delta^{18}\text{O}$). The overall results showed that the contribution of remobilized particles flushed by

the first events of the rainy season was the dominant process, although pulses of surface-soil originating sediment also propagated along the stream flow pathway. This result is supported by particulate organic matter $\delta^{13}\text{C}$ that fingerprints surface soil vs. in-channel and riverbank contributions with depleted soil-derived (ca. -26‰) vs. enriched riparian-vegetation derived (up to -15‰) signatures, respectively. The high suspended loads (associated with low ^{137}Cs activity, low TOC and high $\delta^{15}\text{N}$ values) observed along the downstream river section during the first flood seem best explained by the presence of construction sites and teak plantations nearby the river in contrast to upstream sites where agricultural sources dominate. Overall, this study highlights the advantages and the drawbacks of combining fallout radionuclides, particulate organic matter and stream water characteristics to discriminate and quantify sediment sources and dynamics in tropical mountainous rural areas undergoing urban development.

6.3.1. Introduction

Tropical mountainous catchments are submitted to intense monsoon rainfalls that may trigger severe erosion on cultivated or afforested hillslopes. These headwater catchments are characterized by high specific discharges and sediment loads (Milliman and Syvitski, 1992) that constitute major sources of eroded material exported by rivers. Furthermore, Southeast Asian rivers were identified as a major contributor to the global sediment and organic matter supplies to the ocean (Ludwig et al., 1996; Huang et al., 2012), and they play a significant role in the global carbon cycle (Lal, 2003). As an alternative to the geochemical fingerprinting method, information on sediment sources and dynamics can be obtained by analysing fallout radionuclide activities of exported material (e.g., Matisoff et al., 2005; Olley et al., 2012, 2013). Despite their different origins, beryllium-7 (^7Be ; produced in the upper atmosphere) and unsupported lead-210 ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$; produced by the decay of radon-222 emitted by continental surfaces) are both mainly supplied to the soil surface by wet deposition (e.g., Wallbrink and Murray, 1994; Caillet et al., 2001; Ioannidou and Papastefanou, 2006). They are characterized by contrasted half-lives (53.2 days and 22.3 years for ^7Be and ^{210}Pb , respectively) and high K_d distribution coefficients (Olsen et al., 1985; Taylor et al., 2012). As they bind strongly and rapidly to particles, they may be used to investigate the propagation of riverine sediment during floods (Dominik et al., 1987; Bonniwell et al., 1999; Matisoff et al., 2002; Evrard et al., 2010;

Saari et al., 2010). Furthermore, in a tropical context characterized by a long dry period, an almost complete decay of ^7Be monsoon deposition occurs after the wet season every year, and it can be assumed that particles tagged with ^7Be at the onset of the monsoon were eroded and supplied to the rivers during the first storms of the rainy season. The discrimination between particles originating from surface soils and subsurface sources (gullies and riverbanks) may be provided by their contrasted activities in fallout cesium-137 (^{137}Cs) that was delivered by atmospheric thermonuclear bomb tests in the 1960s (Ritchie and McHenry, 1990). Due to its half-life of 30.2 years, measurable activities of ^{137}Cs are still found in surface soils whereas deeper soil particles originating from gullies or riverbank collapse are depleted in the same radioisotope (Olley et al., 1993; Ben Slimane et al., 2013; Evrard et al., 2013). In addition to fallout radionuclides analyses, total organic carbon (TOC) and nitrogen (TN) concentrations and stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) measurements (Mariotti et al., 1983; Kao and Liu, 2000; Masiello and Druffel, 2001; Huon et al., 2006; Hilton et al., 2010; Smith et al., 2013) may indicate changes in sediment and particulate organic matter sources and pathways across catchments (Ritchie and McCarty, 2003; Ellis et al., 2012; Schindler Wildhaber et al., 2012; Ben Slimane et al., 2013; Koiter et al., 2013). Water characteristics such as electric conductivity and oxygen stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$) can also provide meaningful information on relative contributions of event overland flow and groundwater to river water discharge during floods (Nakamura, 1971; Pilgrim et al., 1979; Sklash and Farvolden, 1979; Ribolzi et al., 1997; Collins and Neal, 1998; Klaus and McDonnell, 2013). Fallout radionuclides combined with suspended sediment composition analyses provided relevant information on sediment dynamics in the upper part of Houay Xon catchment in Laos (Gourdin et al., 2014b, Gourdin et al., 2014c - chapters 3 and 4). However, the processes affecting sediment supplies and the relative contribution of particle sources may change downstream of the study area, as the lower part of the catchment is located in the peri-urban area of Luang Prabang whereas its upper part is dedicated to agriculture (shifting cultivation) and forestry. To investigate this behaviour, two successive floods were monitored in June 2013 at the beginning of the rainy season for a succession of seven nested monitoring stations along the course of the Houay Xon river, a small tributary of the Mekong River (10 km-long, 22 km² catchment).

6.3.2. Study site

The Houay Xon (HX) catchment is located to the south of Luang Prabang (LP) in northern Laos (Fig. 6-1).

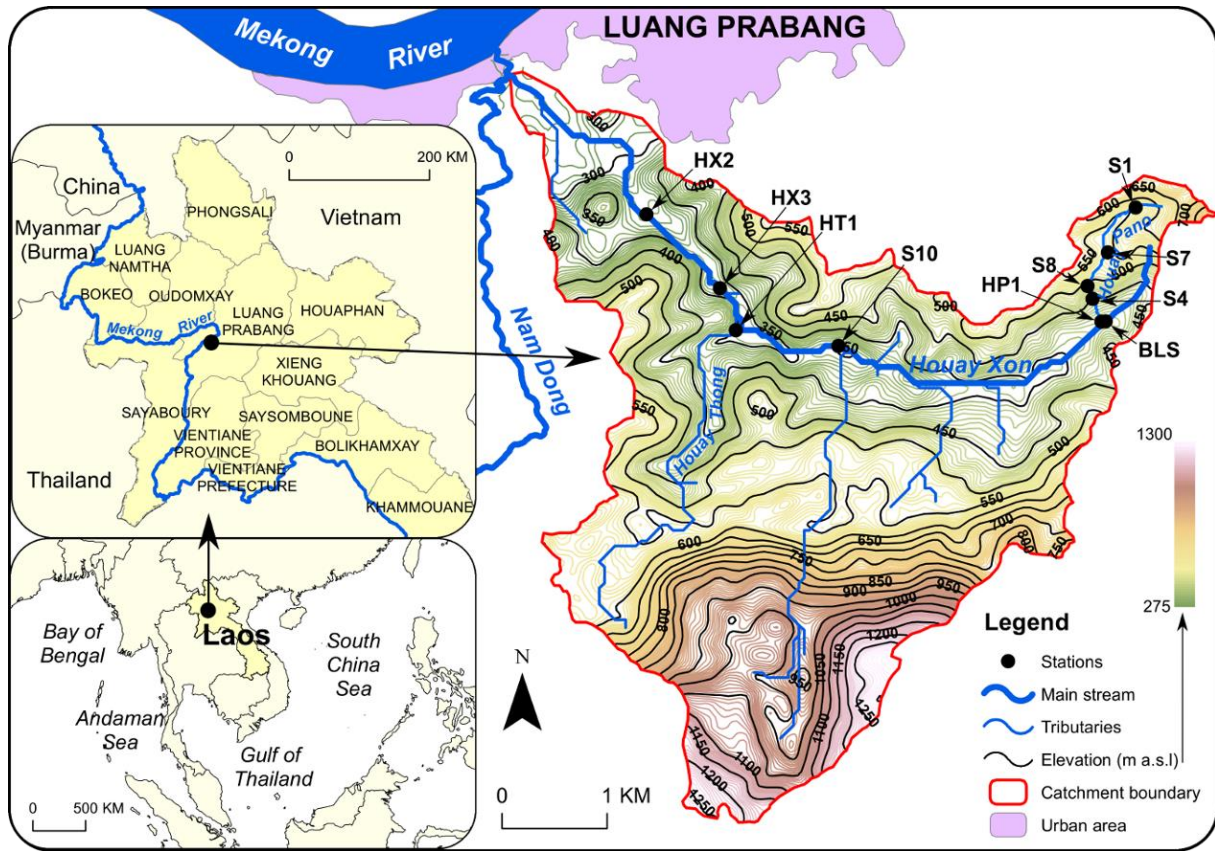


Figure 6-1: Location of study site, contour line, boundary, main streams and tributaries of the Houay Xon catchment.

The HX River is a tributary of the Nam Dong River, flowing into the Mekong River within the city of LP (Ribolzi et al., 2011). Its upstream basin, the Houay Pano (HP) catchment, is part of the MSEC (Multi-Scale Environmental Changes) network since 1998 (Valentin et al., 2008). The tropical monsoon climate of the region is characterized by the succession of dry and wet seasons, ca. 80 % of annual rainfall ($1302 \pm 364 \text{ mm y}^{-1}$ on average between 1960-2013; Gourdin et al., 2014a - chapter 5) occurring during the rainy season from May to October (Ribolzi et al., 2008). The HP stream is equipped with two gauging stations that subdivide the catchment into nested subcatchments. These stations, S1 and S4, draining 20 and 60 ha, respectively, are located along the main stem of the stream (Fig. 6-1). The HP stream has an average base flow of $0.4 \pm 0.1 \text{ L s}^{-1}$ that may exceed 150 L s^{-1} after important storms at its outlet (S4) and flows into the HX River (22.4 km^2 catchment) within the Ban Lak Sip village (BLS). The HX River is continuously monitored at station S10 (11.6 km^2 catchment), located 2.5 km downstream of the village. Three additional

sampling stations are located within BLS village (HP1; Fig. 6-1), and further downstream along HX River (HX2 and HX3 on Fig. 6-1). Another station, HT1, monitors the Houay Thong (HT) tributary before its junction with the HX River, upstream of HX3 (Fig. 6-1). The characteristics of these 7 sampling stations and 3 additional collection points (urban and hillslope overland flow) are summarized in Table 6-1.

Table 6-1: Characteristics of river water and overland flow (OF) sampling stations installed across the catchment (location displayed on Fig. 1), on the Houay Xon (HX) River and its Houay Pano (HP) and Houay Thong (HT) tributaries.

Station	Stream	Draining area (km ²)	Nature (and number) of samples	Type of rainwater sampler	Type of river water sampler
S1	HP	0.20	river (2)	-	automatic pumping system
S4	HP	0.60	river (7)	cumulative	automatic pumping system
HP1	HP	1.15	river (7)	-	passive collector
S10	HX	11.6	river (9)	fractionated collection	automatic pumping system
HT1	HT	5.6	river (8)	-	passive collector
HX3	HX	18.6	river (10)	cumulative	passive collector
HX2	HX	19.7	river (9)	-	passive collector
S7	hillslope	0.006	OF (1)	-	manual collection
S8	hillslope	0.006	OF (1)	-	manual collection
BLS	village	0.01	OF (5)	-	passive collector

The geological basement of the Houay Xon catchment is composed of the lower Indonesian series (shales, greywackes, pelites and sandstones; VKL, 1971), overlaid by Carboniferous to Permian limestone cliffs. Soils consist of deep (>2 m) and moderately deep (>0.5 m) Alfisols (UNESCO, 1974), except along crests and ridges where Inceptisols can be also found (Chaplot et al., 2009). Soils have low cation exchange capacities and low pH ranging between 4.9 and 5.5. In the Houay Pano catchment, native vegetation consisted of a lowland forest dominated by bamboos that were first cleared to implement shifting cultivation of upland rice at the end of the 1960s (Huon et al., 2013).

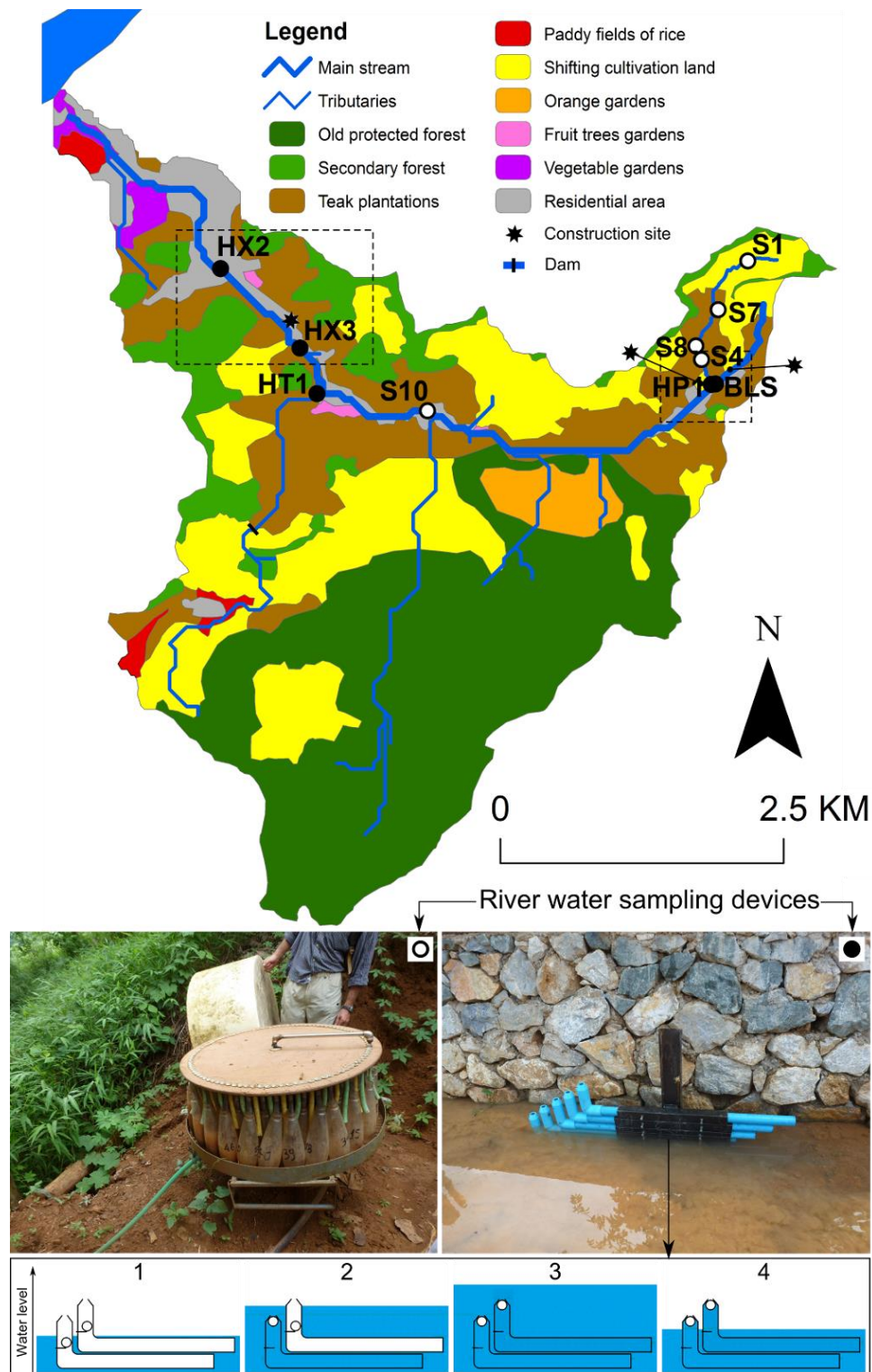


Figure 6-2: Land use map of the catchment (2012) and river water sampling devices installed at the different stations. Dashed boxes correspond to aerial views displayed on Fig. 6-A1 (Appendix A). Left photograph (E. Gourdin, May 2012): automatic pumping sampler; right photograph (E. Gourdin, May 2013): passive auto-capping collector (flood rise sampling); bottom sketch: sectional view of passive auto-capping collector functioning principle.

Elevation across the catchment ranges between 272–1300 m a.s.l. (Fig. 6-1). As cultivation takes place on steep slopes ranging between 3-150 %, land use evolution

in the catchment is prone to soil erosion (Chaplot et al. 2007; Ribolzi et al., 2011). Due to the decline in soil productivity triggered by soil erosion over the years (Patin et al., 2012) and to an increasing labour need to control weed invasion (Dupin et al., 2009), farmers have progressively replaced cultivated fields by teak plantations able to grow on less fertile soils (Fig. 6-1). The downstream part of the catchment is located in the peri-urban area of LP city. During this study, there were new construction sites on nearby hillslopes connected to the river (Fig. 6-A1). Stream water quality evolution has been previously studied along the course of the Houay Xon River and revealed an increasing human footprint in downstream direction due to wastewater releases by urban activities (Ribolzi et al., 2010, 2008). During this study, the main land uses in the Houay Xon catchment were primary and secondary forests (56%), teak plantations (15%) and cropland (23%; Fig. 6-2). The respective percentages of area covered by each land use in each sub-catchment are summarized in Table 6-2.

Table 6-2: Proportion of main land uses (protected forest - %For.(I); secondary forest - %For.(II); shifting cultivated land - %Cultiv.; urban area - %Urban; teak plantations - %Teak) in each station and sub-catchment areas between stations.

Subcatchment	Area (km ²)	%For.(I)	%For.(II)	%Cultiv.	%Urban	%Teak
S1	0.2		6.1	67.1		13.7
S4-S1*	0.4		10.2	42.1		46.2
S4	0.6		8.9	50.3		35.6
HP1-S4*	0.5		20.1	36.9	3.9	30.8
HP1	1.1		14.0	44.2	1.8	33.4
S10-HP1*	10.5	59.0	1.3	19.6	1.3	13.3
S10	11.6	53.5	2.5	21.9	1.4	15.2
HT1	5.7	29.3	9.3	39.0	0.9	18.8
HX3-S10*	7.0	0.6	27.0	21.2	9.4	45.1
HX3-(HT1+S10)*	1.3	23.8	12.6	35.7	2.5	23.8
HX3	18.6	42.3	6.3	27.1	1.8	18.4
HX2-HX3*	1.2		33.6	13.6	11.9	39.6
HX2	19.8	39.7	8.0	26.2	2.4	19.7

* A-B or A-(B+C): subcatchment corresponding to the area drained by the station A downstream of the area(s) drained by station B (and C)

6.3.3. Materials and methods

6.3.3.1. Sample and data collection

Rainfall, stream and overland flow water samples were collected during two events that occurred at the beginning of the rainy season on June 2 and June 4, 2013

(cumulated rainfall since January 1st was 337 mm). Rainfall intensity was monitored by automatic tipping-bucket and daily cumulative rain gauges. Stream discharges were calculated from water level continuous recording and rating curves, for stations equipped with a weir, or using Manning's equation (Manning, 1889; Ferguson, 2010), for the temporary stations using passive auto-capping collectors (Eq. 6-1):

$$Q = (1/n) * S^{1/2} * A * (A/P)^{2/3} \quad \text{Equation 6-1}$$

where Q is water discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$); n is Manning's roughness coefficient; S is the slope gradient (fraction); A is the cross sectional area of flow (m^2); and P is the wetted perimeter (m).

Values of S and n for each station are summarized in Table 6-3.

Table 6-3: Summary of slope (S) and Manning's coefficient (n) values used for discharge calculation at temporary monitoring stations.

Stations	HP1	HT1	HX3	HX2
S	0.002	0.010	0.008	0.010
n	0.040	0.056	0.029	0.022

Values of A and P were calculated for each corresponding water level (WL; 5 cm increment) using natural cross-section riverbed profiles. WL - Q relationships (supplementary material) were used for Q calculation during the study period from continuous WL measurements provided by CTD-Diver[®] probes.

Stream water was collected by two different types of devices: (1) at S4 and S10, stream water was pumped by automatic samplers into plastic bottles (photograph on Fig. 6-2) after each 20-mm water level change above the defined flood threshold. (2) At stations HP1, BLS, HT1, HX3 and HX2, river water samples were collected during the flood rising stage by passive auto-capping devices (photograph on Fig. 6-2). Tubes of ca. 1.3 L capacity were installed within the river channel. They started filling once the water level reached the required height, and closed automatically when the internal floating ball blocked water entrance, preventing further mixing with overflowing river water (sketch on Fig. 6-2).

Additionally, river water samples were collected manually during both flood rise and falling limb. In total, 61 suspended sediment (TSS) samples were collected, including 53 samples collected at the seven stations (S1, S4, HP1, S10, HT1, HX3 and HX2; Fig. 6-1) and 8 additional TSS samples: 5 were collected in a culvert along the road in BLS village (ca. 1 ha catchment), 2 from hillslope overland flow (i.e., S7 and S8;

Fig. 6-1) and 1 before the junction between a small right-bank tributary and the HX river. Shortly after collection, samples were dried for 12-48 h in an oven ($t \approx 100^\circ\text{C}$). Soil surface samples (top 0–5 cm; $n=65$) were also collected (using plastic trowels or density cylinders), in order to characterize the signature of the potential sources of sediment, on the hillslopes connected to the Houay Pano Stream and the Houay Xon River during three campaigns conducted during a previous study in July 2002 (Huon et al., 2013), May 2012 and December 2012 (Gourdin et al., 2014b - chapter 3). Potential subsurface sources of sediment, gully ($n = 6$) and riverbank ($n = 8$) samples were also collected in December 2012 to document their characteristics.

6.3.3.2. Sample preparation and radionuclide analyses

Suspended sediment sample preparation was conducted following the protocol described in Gourdin et al. (2014b - chapter 3). Rainwater sampling and analysis are described in detail in Gourdin et al. (2014a - chapter 5). Sample residues were placed in polypropylene tubes or packed into 15-60-mL polyethylene specimen cups and sealed airtight to contain ^{222}Rn and allow in-growth of its decay products. Gamma spectrometry counting was conducted at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) in Gif-sur-Yvette (France) for most samples and at the Laboratoire Souterrain de Modane (LSM) in the French Alps where the protection against cosmic rays is achieved by a 1700 m rock cover (Reyss et al., 1995) for the smallest sediment samples (< 4 g of dry matter available), using low-background, high-efficiency, well-type or coaxial N- and P- type (Canberra Ortec®) GeHP detectors. Most samples were analysed within less than 53 days (^7Be half-life) following the studied event. Counting time reached a maximum of $ca. 9 \times 10^4$ s to minimize ^7Be decay during counting. Depending on the amount of sediment recovered, radionuclide activities were measured in a total of either 55 individual or composite suspended sediment samples. The ^7Be , ^{137}Cs and ^{210}Pb activities were determined at 477.6 keV, 661.6 keV and 46.5 keV, respectively. $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, was calculated by subtracting the supported activity from the total ^{210}Pb activity (measured at 46.5 keV) using two ^{226}Ra daughters, i.e. ^{214}Pb (average count at 295.2 and 351.9 keV) and ^{214}Bi (609.3 keV). All measurements were corrected for background level determined every two months as well as for detector and geometry efficiencies. All results were expressed in Bq kg^{-1} . Activities were also decay-

corrected to the sampling date. Counting efficiencies and reliability were checked using internal and certified International Atomic Energy Agency (IAEA) standards prepared in the same specimen cups as the samples. Efficiencies were interpolated for ^7Be energy.

6.3.3.3. Estimates of recently eroded and surface soil - derived sediment contribution

The respective proportions of: (1) recently eroded sediment vs. particles isolated from the event fallout and, (2) surface soil -derived particles vs. subsurface particles (mobilized from gullies and riverbanks) were estimated in TSS load, as described in Gourdin et al. (2014b - chapter 3). The recently eroded sediment proportion of TSS loads was estimated with Eq. 6-2 following the method of Matisoff et al. (2005):

$$F = 100 \times [(A/B) / (A_0/B_0)] \quad \text{Equation 6-2}$$

where F is the percentage of recently eroded sediment, A and B are the ^7Be and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities in suspended sediment (Bq kg^{-1}) and A_0 and B_0 are the ^7Be and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities in rainfall (Bq L^{-1}). The spatial and temporal variability of rainwater activity is documented in (Gourdin et al., 2014a - chapter 5). Considering the stable ratio calculated in cumulative wet deposition, a value of 6.2 was used for F calculations.

The proportion of surface soil -derived particles in each sediment sample was estimated with Eq. 6-3 (Brigham et al., 2001; Olley et al., 2012):

$$\alpha = 100 \times [(C_{\text{sample}} - C_{\text{subsurf.}}) / (C_{\text{surf.soil}} - C_{\text{subsurf.}})] \quad \text{Equation 6-3}$$

where α is the percentage of particles derived from surface soil, C_{sample} is the ^{137}Cs activity in the sample, $C_{\text{subsurf.}}$ is the mean ^{137}Cs activity in the subsurface soils and $C_{\text{surf.soil}}$ is the median ^{137}Cs activity in the surface soils.

6.3.3.4. Particulate organic matter composition

Sediment samples were grounded with an agate mortar, weighed and packed into tin capsules (5 x 9 mm). Total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN) concentrations, and stable C and N isotopes were measured using the Elementar[®] VarioPyro cube analyzer on line with a Micromass[®] Isoprime Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS) facility at IEES-Paris. Analytical precision was better than $\pm 0.1\text{‰}$ vs. PDB and AIR standards (Coplen et al., 1983) and 0.1 mg g^{-1} (equivalent to

0.01 wt.%) for $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{15}\text{C}$ and TOC-TN, respectively. Data reproducibility was checked by replicate analyses of samples (50%) and a tyrosine laboratory standard (Girardin and Mariotti, 1991).

6.3.3.5. Particle size distribution measurements

Particle size distribution was analyzed using the laser diffraction system (Malvern[®] Mastersizer 2000) coupled to a liquid dispersing unit (Hydro 2000G) available at the Earth Sciences Department (Université Paris-Sud, Orsay, France). The parameter chosen for comparison between the particle size distributions is d_{50} , the median diameter of sediment particles (expressed in μm). This parameter expresses that 50% of the total volume of particles in the sample has a diameter below d_{50} , whereas the second half is characterized by diameters above d_{50} (Grangeon et al., 2012).

6.3.3.6. Water $\delta^{18}\text{O}$ and electrical conductivity measurements

Water sample aliquots were recovered in 30-mL glass flasks from stream, overland flow and rain, and filtered using $<0.2\ \mu\text{m}$ acetate filters. Stable oxygen isotope measurements $\delta^{18}\text{O}$ analysis were carried out using the standard CO_2 equilibration method (Epstein and Mayeda, 1953) and determined with a VG Optima[®] mass spectrometer (IEES-Paris, Thiverval Grignon, France). Isotopic ratios are reported using the $\delta^{18}\text{O}$ notation, relative to the Vienna-Standard Mean Ocean Water (V-SMOW, Gonfiantini, 1978) with an analytical precision better than $\pm 0.1\text{‰}$. Water electric conductivity (EC) was monitored every 6-min at the inlet of each gauging station using Schlumberger in situ CTD-Diver[®] probes, and additional measurements were conducted with a YSI[®] 556 probe on collected samples.

At four stations located downstream of nearby riparian residential areas (i.e. HP1, S10, HX3 and HX2, Fig. 1 and 2), daily cyclic variations of river water EC were observed, as a consequence of variable wastewater (high EC) release into the channel. For two of these stations (S10 and HX3), pulses of high conductivity waters ($>1000\ \mu\text{S cm}^{-1}$) were recorded. They occurred at base flow and possibly resulted from weakly diluted industrial wastewater release (fruit juice factory) just upstream of S10. These impacts on river water EC signal were removed in order to restrict the analysis to the evolution of EC during the floods (Fig. 6-3).

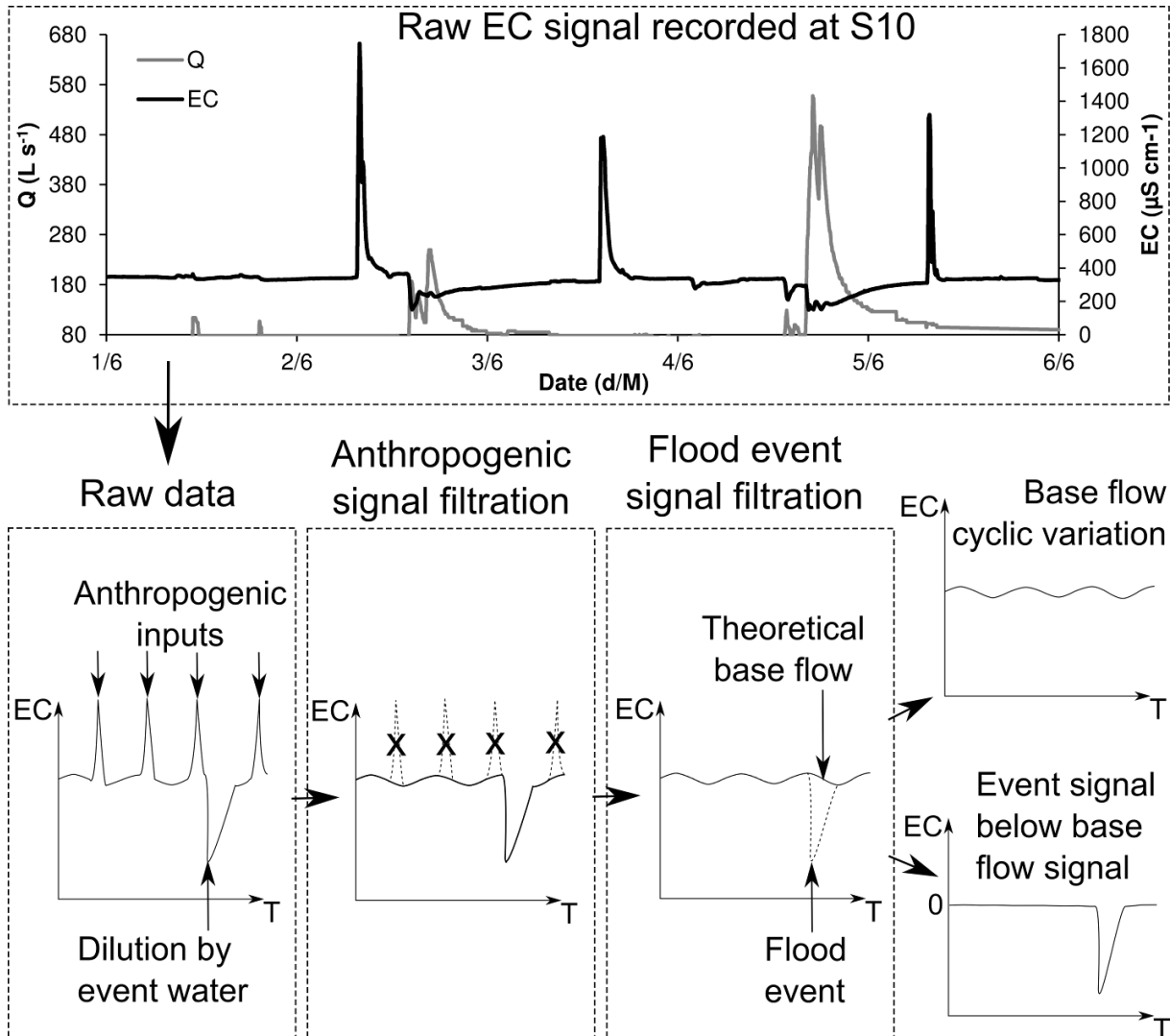


Figure 6-3: Sketch of electric conductivity (EC) signal filtration for flood hydrograph analysis. Example of raw EC data recorded at S10 and water discharge (Q), discriminating EC variations due to anthropogenic high EC wastewater inputs and flood-related stream water EC decrease due to groundwater dilution by event water. Anthropogenic inputs signal filtration was needed for S10 and HX3 records. Cyclic variations of baseflow EC were observed at HP1, S10, HX3 and HX2.

6.3.3.7. Total suspended sediment and organic carbon yields estimates

In order to give a rough estimate of the order of magnitude of sediment and carbon exports during the investigated floods, the following procedure was used. Cumulative TSS yields (TSS_Y) were calculated at each station by multiplying water discharge (Q) by TSS concentration. The TSS concentration was estimated for 1-min time steps, taking into account TSS measurements conducted on collected samples and the relationships obtained between measured values and both electric conductivity and water discharge. Cumulative TSS yields during the study period ($S_Y\text{-Total}$) were calculated from June 1, 00:01 am to June 5, 09:00 am. First and second flood

cumulative TSS yields (S_Y -F1 and S_Y -F2, respectively) correspond to the first and the second half of this period, before and after June 3, 04:30 am, respectively. Maximum sediment yields per hour (S_{Ymax} -F1 and S_{Ymax} -F2) correspond to the highest amount of sediment export from a station in one hour for each flood. Sediment specific yields ($S_{Sp.Y}$) were calculated by dividing the cumulative TSS yield (S_Y) by the drainage area of the corresponding subcatchment.

Based on fitted relationships between TSS load and TOC concentration in TSS at each station, TOC concentrations and yields were estimated for 1-min time steps, and cumulative TOC yields (C_Y) and specific yields ($C_{Sp.Y}$) were obtained using the same calculation than for TSS.

6.3.4. Results

6.3.4.1. Composition of potential sources of sediment and organic matter

The characteristics of surface soil and subsurface sources (gullies and riverbanks) of sediment are summarized in Fig. 6-4.

Fallout radionuclides provide a good discrimination between surface soils (high activities) and subsurface samples (low activities). Although total nitrogen (TN) concentration poorly discriminates sediment types, subsurface sources are rather characterized by depleted TOC concentrations, except for riverbanks that account for recent flood deposits and vegetalized stream reaches. Similar ranges of $\delta^{15}N$ were measured in each type of sediment source (Fig. 6-4). However, most surface soils have lower values (5.5 - 8‰) than subsurface samples (9 - 11‰), due to the fact that soil residual organic matter is progressively enriched in ^{15}N (and ^{13}C) with depth during mineralization processes (Mariotti et al., 1980). Finally, the low $\delta^{13}C$ reflect the dominance of C_3 photosynthetic pathway plant covers for all potential sources of particulate organic matter except for several riverbank samples enriched in ^{13}C . The high $\delta^{13}C$ values are consistent with the occurrence of Napier grass (*Pennisetum purpureum Schumach.*), a C_4 photosynthetic plant growing in the channel and on riverbanks along several reaches of the HX River and its tributaries. Other plants such as Job's tears (*Coix lacryma-jobi L.*) and maize (*Zea mays subsp. Mays L.*) possibly contributed to ^{13}C -enrichment of sedimentary organic matter, but the surface

that they occupied in the catchment and accordingly, their impact on soil isotopic composition, are rather limited. Overall, soil particulate organic matter is mainly characterized by inherited C_3 plant signatures.

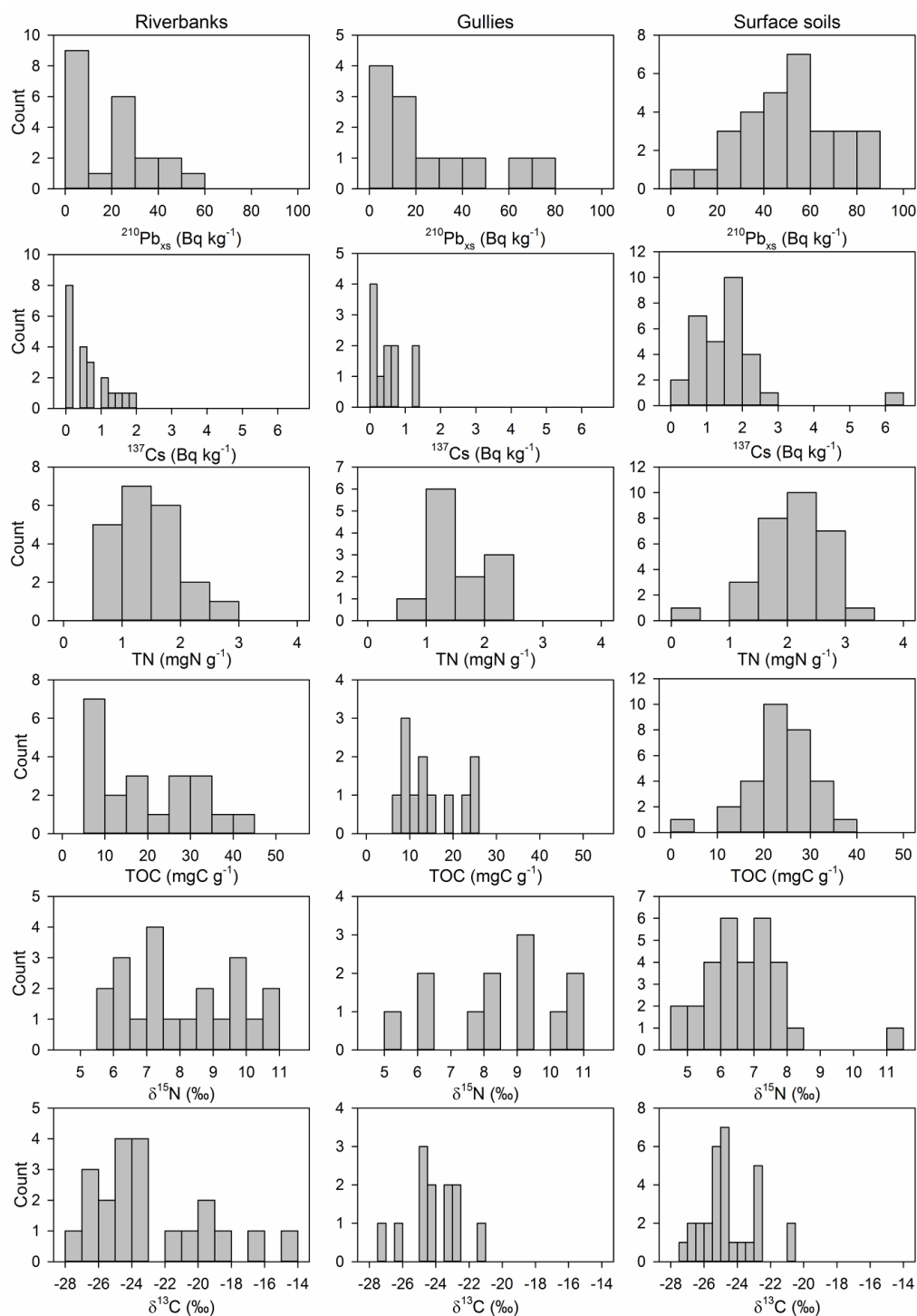


Figure 6-4: Frequency histograms of composition of potential sources of sediment across the catchment.

6.3.4.2. Hydrological characteristics of the floods and evolution of river water EC and $\delta^{18}\text{O}$ within the HX continuum

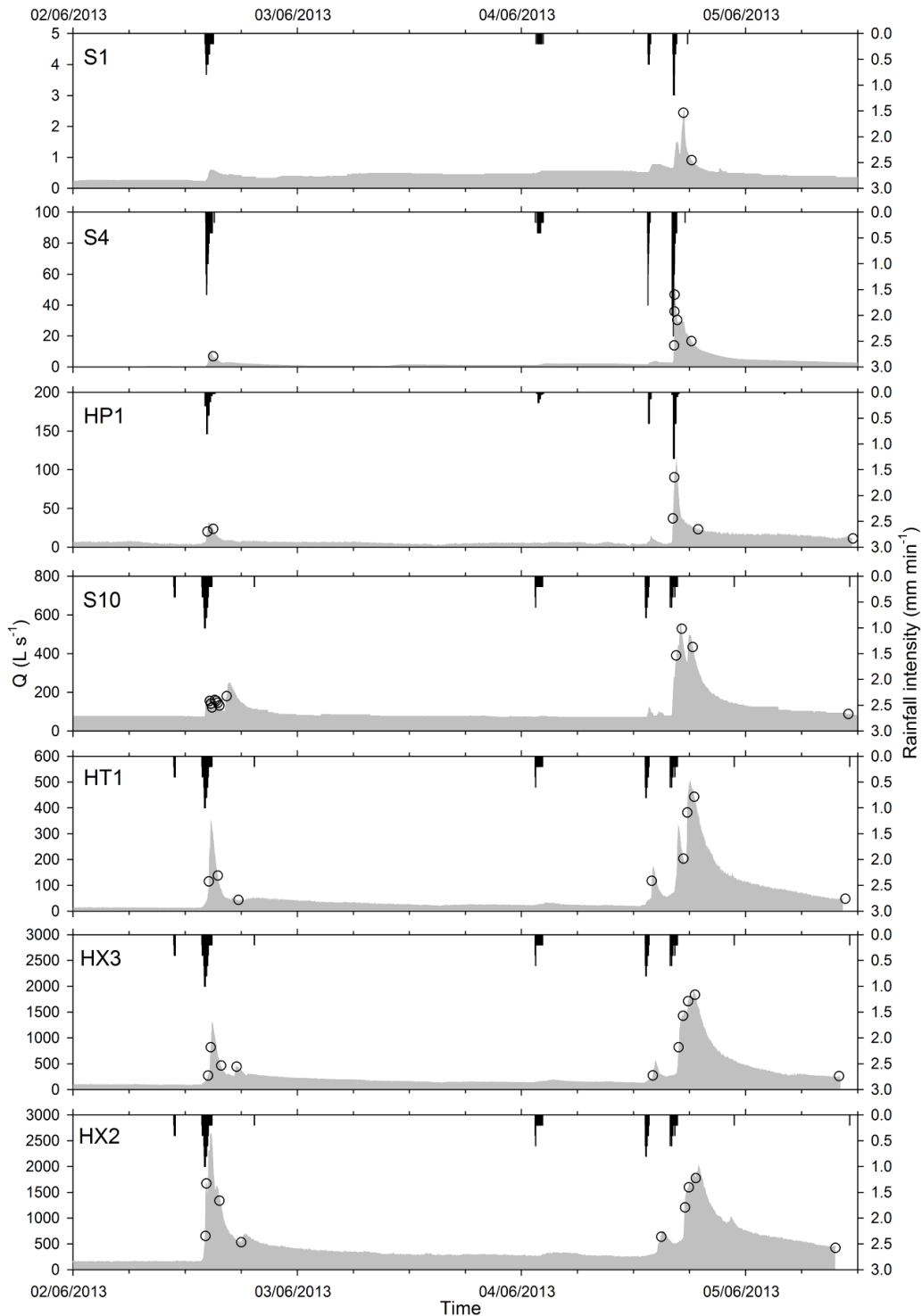


Figure 6-5: Rainfall intensity (I, black bars), Houay Pano and Houay Xon water discharge (Q, shaded area) and water samples collection time (open circles) during June 2 and 4 floods at each monitoring station (location provided on Fig. 1). For HT1, HX3 and HX2 plots, displayed rainfall intensity is the one measured at S10. Note the different Q scales.

Between June 2 and June 4, four successive storms occurred. They are characterized by daily rainfalls with return periods < 1 year (Bricquet et al., 2003) and by variable rainfall intensities across the study site (for a detailed description see in Gourdin et al., 2014a - chapter 5). These rainfall events triggered two successive floods that propagated downstream across the Houay Xon catchment. The temporal evolution of rainfall intensity (I) and stream/river water discharge (Q) at each monitoring station is displayed on Fig. 6-5, together with sample collection times.

The EC of river water evolved during the two floods (Fig. 6-6) as the result of varying contributions of event water (EW) and pre-event water (PEW) to total water discharge.

Indeed, PEW river baseflow is supplied by groundwater (GW), characterized by high EC ($350 - 550 \mu\text{S cm}^{-1}$), whereas rainwater has a very low EC (nearly $0 \mu\text{S cm}^{-1}$). In the Houay Pano catchment, most of EW is supplied to the river through OF, which may display EC values from 20 to $150 \mu\text{S cm}^{-1}$ due to interactions between runoff water and soil along catchment's slopes (Gourdin et al, 2014b - chapter 4). As a consequence of mixing between GW and OF, river water displayed typical decreasing patterns (down to $100\text{-}200 \mu\text{S cm}^{-1}$) related to a dilution of PEW baseflow by OF (Fig. 6-6) and initiated during the water rising stage.

Although no rain gauge could be installed in the most remote downstream part of the river, the increase of the stream water discharge was recorded slightly earlier at HX2 than at HX3 and HT1 on June 2 (Fig. 6-5). A first storm event likely occurred between HX3 and HX2 stations and triggered the first discharge peak at HX2, whereas the later ones seem to correspond to the arrivals from HX3 of pulses that propagated from HT1 and S10, respectively (Fig. 6-5). The raincloud that triggered the onset of the flood at HX2 then likely moved to the SE and generated rainfall across HT1 and HX3 drainage areas. Afterwards, it continued its eastward displacement over the catchment and reached successively S10, HP1, S4 and S1 (Fig. 6-5). At S10, three successive discharge peaks were observed, likely corresponding to different subcatchments. The first one possibly resulted from the arrival of overland flow waters from nearby hillslopes connected to the HX channel upstream of the station. The second peak could correspond to the contribution of remote hillslopes connected to the left-bank tributaries of the HX River that join its channel between HP1 and S10 (Fig. 6-1). The third peak recorded at S10 was the highest and may correspond to the

arrival of water flowing from the Houay Pano catchment, transmitted from S1 to S4 and reaching the Houay Xon River upstream of HP1. The late peaks recorded at HX3 and HX2 with time lags of 47 and 110 min, respectively (Fig. 6-5), could result from the propagation of this third S10-peak. Most discharge peaks involve a large OF water supply, as illustrated by an opposite evolution between EC and Q. However, the dilution trend is thoroughly reduced downstream (HT1, HX3 and HX2; Fig. 6-6) in particular for the second flood, indicating that the contribution of soil and groundwater is enhanced with respect to the pattern observed upstream. Quick re-increase of EC recorded during water discharge peaks at these stations (Fig. 6-6) suggest pulses of water table discharge.

The second flood was triggered on June 4 by three successive storms. A first event occurred during the night with *ca.* 5-mm cumulative rainfall. It resulted in small rises of water discharge at the monitoring stations (Fig. 6-5), likely corresponding to the overland flow contribution of hillslopes directly connected to the main channel. As shown by the almost synchronous starting times of rainfall across the catchment (Gourdin et al., 2014a - chapter 5) and the evolution of water discharge at the different stations, this small storm was rather homogeneous over the study site. As a result of its low intensity (far below the classic erosive rainfall threshold of 25 mm h⁻¹; Valentin et al., 2008), limited erosion is assumed to have occurred during this event (<0.4% of average annual cumulated rainfall). The second storm of June 4 took place *ca.* 12h later and was followed by a third one, less than 3h after the second one (Fig. 6-5). During these storms, a displacement of rainclouds from S10 towards S1 was observed and highlighted by the propagation of rainfall intensity signal from one rain gauge to the next (Gourdin et al., 2014a - chapter 5). In contrast to what was observed on June 2, rainfall did not start earlier at HX2, suggesting a SW origin of the related air masses. These second and third storm events resulted in successive peaks of water discharge that reached higher levels than during the June 2 event at all stations except HX2 (Fig. 6-5). Rainwater and river water $\delta^{18}\text{O}$ ranged between -9.9 and -6.4‰ and -9.5 and -4.1‰, respectively (Fig. 6-6; Gourdin et al., 2014a - chapter 5). The simultaneous evolution of EC and $\delta^{18}\text{O}$ suggest an ¹⁸O-enriched composition for PEW and a ¹⁸O-depleted composition for EW, in particular during the period of maximum rainfall intensity of the June 2 storm and during the second and third storms on June 4 (Gourdin et al., 2014a - chapter 5).

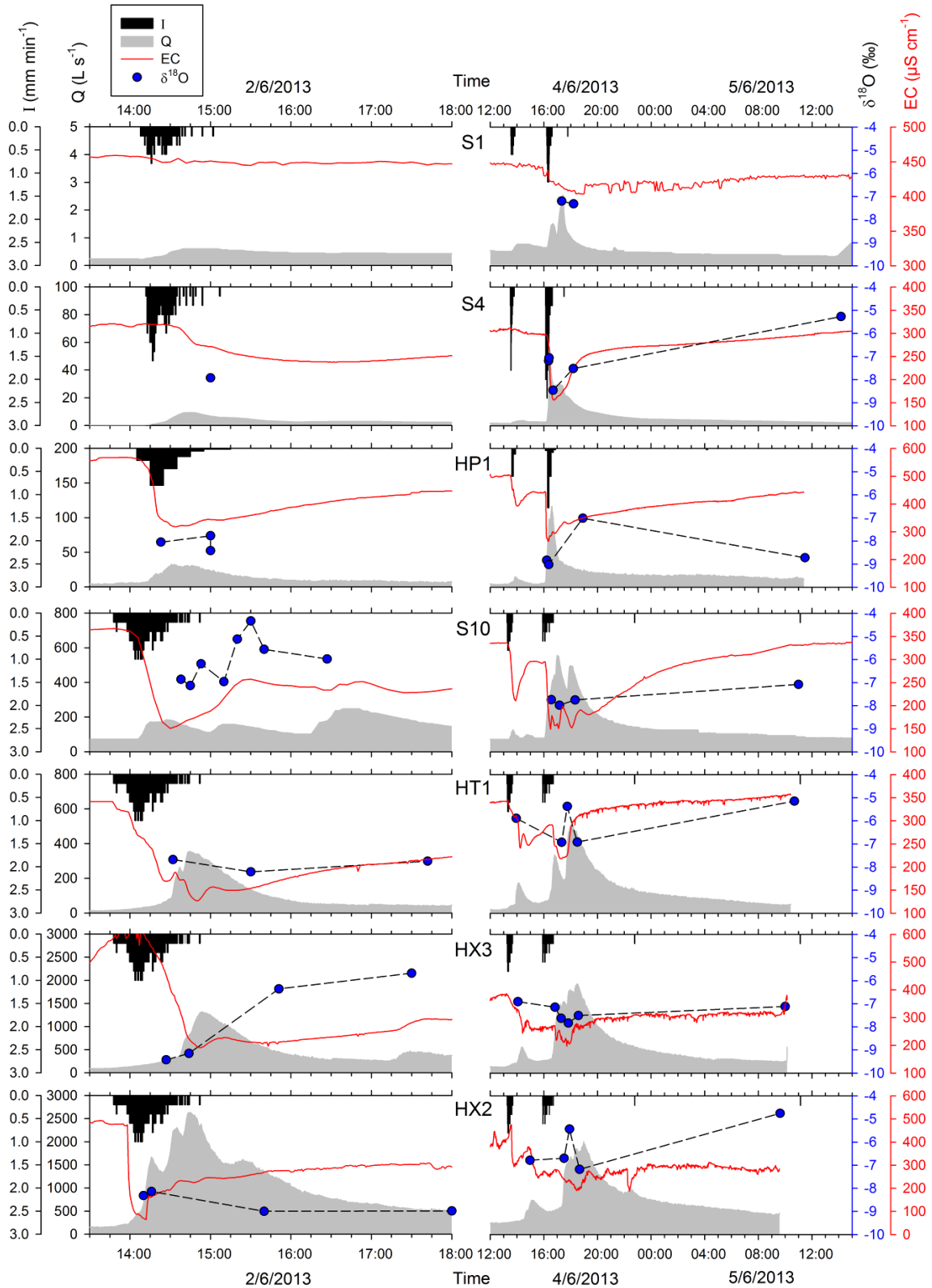


Figure 6-6: Stream / river water oxygen stable isotope ratio ($\delta^{18}\text{O}$ – blue circles) measured in collected samples and electric conductivity (EC – red solid line) continuous recording during June 2 and 4 floods at each monitoring station (see Fig. 1 for location). Shaded area represents water discharge (Q). Black bars represent rainfall intensity in each station, except at HT1, HX3 and HX2, where displayed intensity is the one measured at S10. Note the different Q and EC scales in each plot and the contrasted temporal scales for each flood.

6.3.4.3. Suspended sediment transport during the floods

6.3.4.3.1. TSS load and particle size evolutions

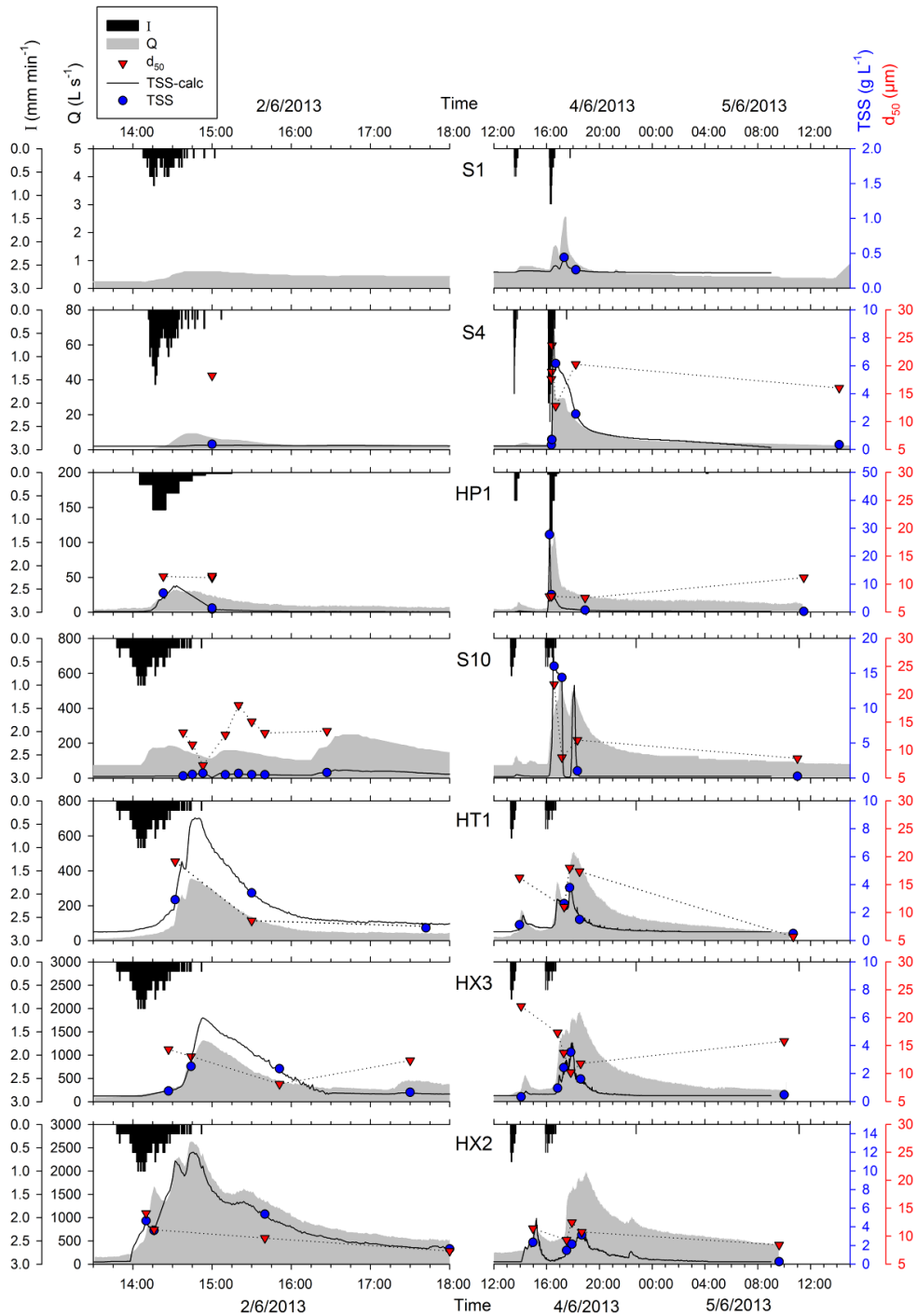


Figure 6-7: Total suspended sediment load (TSS – blue circles) and suspended particle size distribution (d_{50} – red triangles) in samples collected during June 2 (left) and 4 (right) floods at each monitoring station (location provided on Fig. 1). Shaded area represents total water discharge (Q). Black bars represent rainfall intensity (I) in each station, except at HT1, HX3 and HX2, where displayed intensity is the one measured at S10. Note the different Q and TSS scales in each plot and the contrasted temporal scales for each flood.

The total suspended sediment loads measured in collected samples ranged between 0.2 and 27.7 g L⁻¹ (Fig. 6-7).

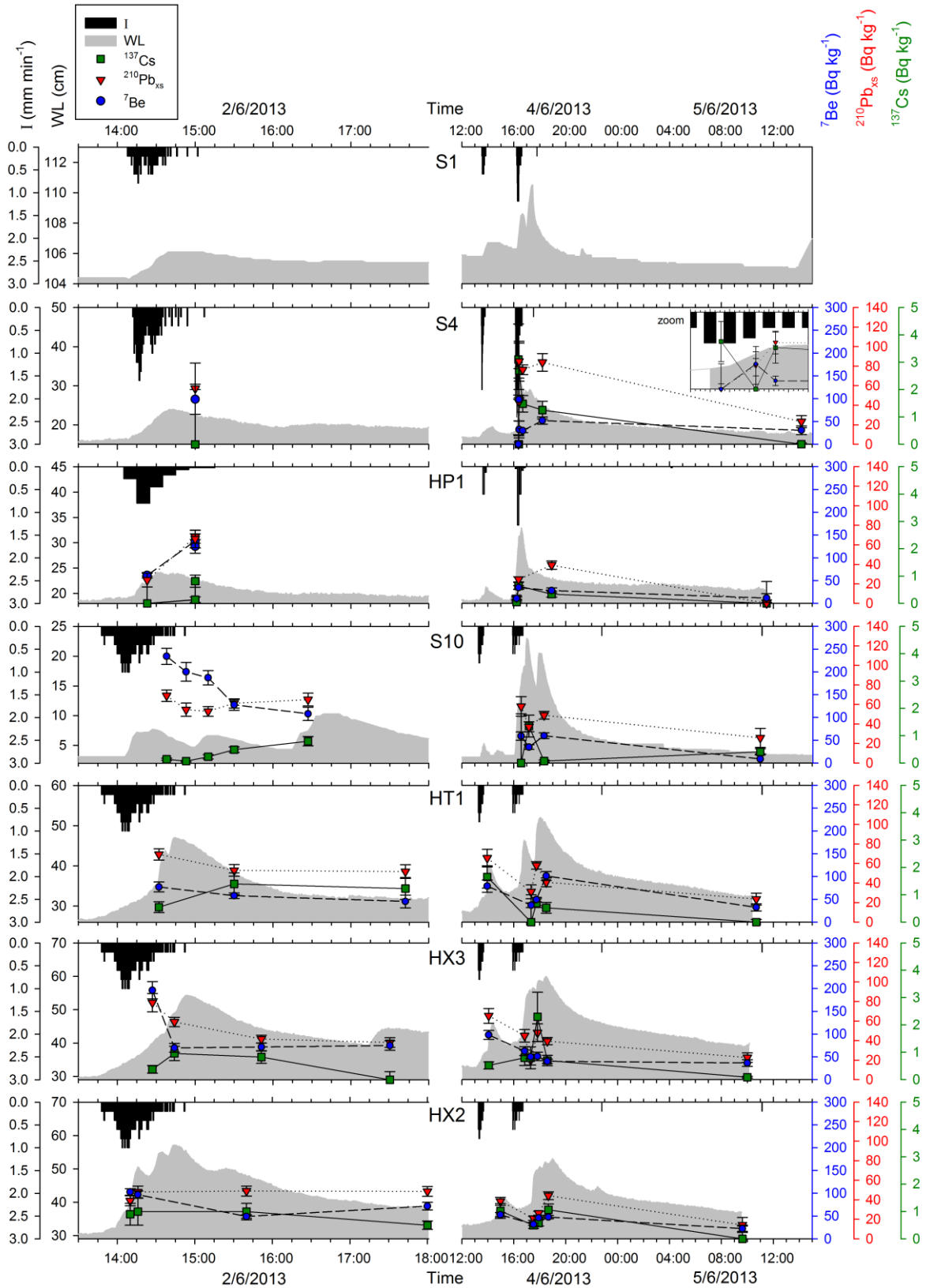
The highest TSS values were recorded downstream of the outlet of the Houay Pano catchment (HP1) during both floods. Fast decreases in TSS load are mainly visible for the June 4 event and occurred during the water discharge peaks at HP1, S10, HT1 and HX3 (Fig. 6-7). They suggest higher contributions of “clear” water, which are consistent with previously described water table discharge peaks suggested by water EC measurements (Fig. 6-6). The median size of suspended particles ranged between 6 and 24 µm. The highest d₅₀ values were recorded on June 4 (Fig. 6-7). Furthermore, decreasing d₅₀ trends associated with increasing Q and TSS values were also observed (e.g., HX3; Fig. 6-7).

6.3.4.3.2. Fallout radionuclide activities in suspended sediment

The evolution of fallout radionuclide activities in suspended sediment is displayed on Fig. 6-8. Maximum activities reached 234 ± 18 Bq kg⁻¹ for ⁷Be (first small discharge peak at S10), 85 ± 20 Bq kg⁻¹ for ²¹⁰Pb_{xs} (main discharge peak at S4 on June 4) and 3.1 ± 1.3 Bq kg⁻¹ for ¹³⁷Cs (main discharge peak at S4 on June 4; Table 6-C1).

Half of the TSS loads sampled displayed low ¹³⁷Cs activities, below 0.5 Bq kg⁻¹, suggesting the dominant contribution of subsurface sources (gullies and riverbanks) to TSS loads during both floods. In contrast, high ¹³⁷Cs activities (>1.5 Bq kg⁻¹), reflecting high contributions of particles derived from soil surface layers of the catchment, were measured at stations S4, HT1 and HX3 on June 4, during the first and second discharge peaks. Furthermore, at HX3, ¹³⁷Cs activity displayed a similar evolution than TSS load during both floods (Fig. 6-8), which remains consistent with major inputs of soil surface particles. Overall, the lowest ¹³⁷Cs activities were observed downstream, which suggests an increasing contribution of subsurface sources of sediment in the lower part of the catchment.

The ²¹⁰Pb_{xs} activities of TSS collected at S4, in the upper part of the catchment, were high and increased with Q and TSS during the rising stage of the second flood. Similarly, ²¹⁰Pb_{xs} evolved together with Q and TSS at HX2 during the same flood. In contrast, decreasing trends were observed at HX3 during both events and at HT1 during the June 2 event. The ⁷Be activities were rather different for both floods. On June 2, several samples displayed values above 100 Bq kg⁻¹ (including all those from S10) whereas only one sample had an activity below 50 Bq kg⁻¹.



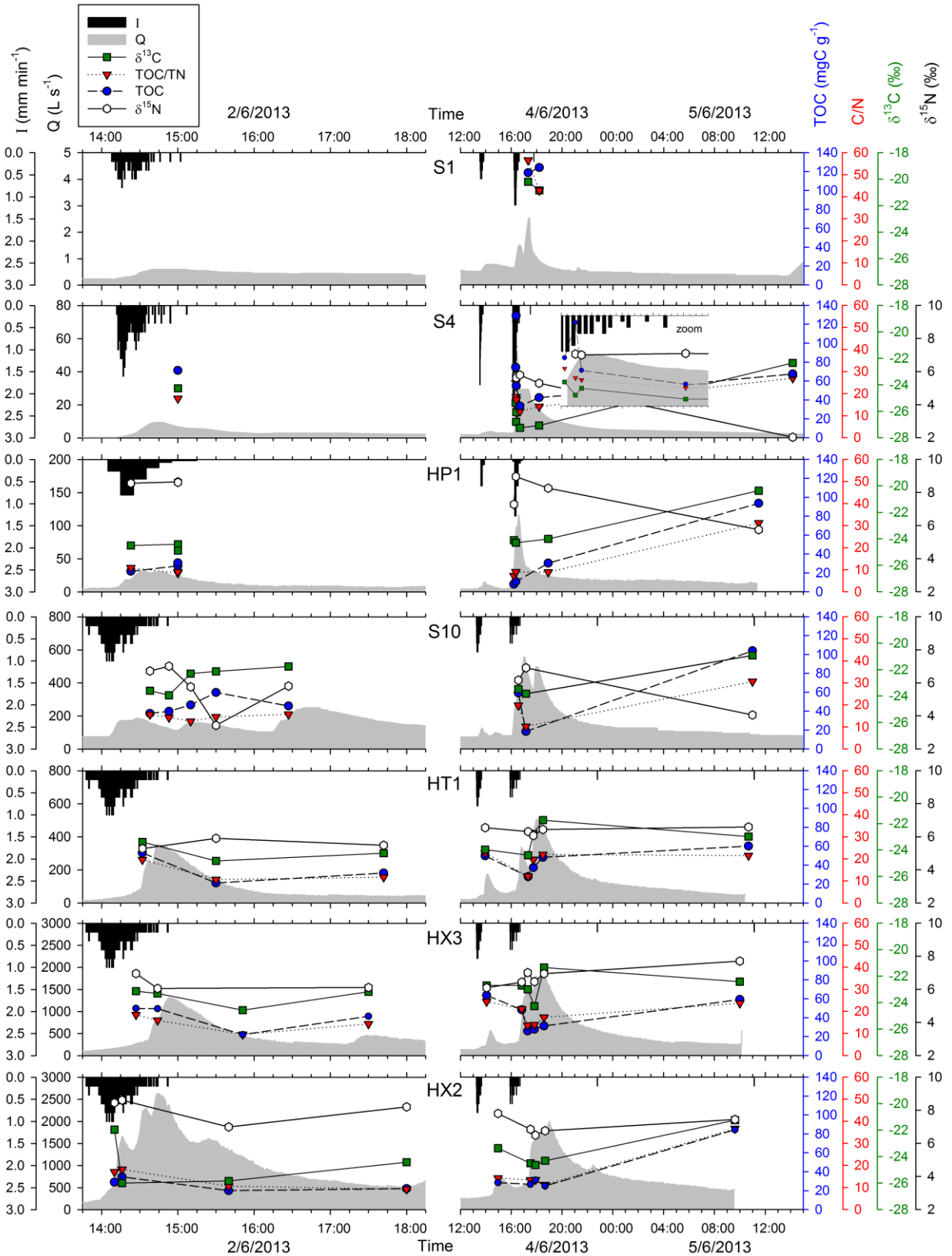
In contrast, the activities of all TSS collected during the second flood were below 100 Bq kg⁻¹, including 13 samples with activities below 50 Bq kg⁻¹. This behaviour may be directly related to the ⁷Be wet deposition that was almost twice lower on June 4 than on June 2 at S10, 6.0 ± 0.1 vs. 11.6 ± 1.0 Bq m⁻², respectively (Gourdin et al., 2014a - chapter 5), despite similar cumulative rainfall records for both floods. Different fallout radionuclide patterns were observed at the successive stations during each flood. At S10, HT1 and HX3 on June 2, ⁷Be and ²¹⁰Pb_{xs} decreased throughout the event, which remains consistent with the decreasing trends observed for both radionuclides in rainwater during the same event (Gourdin et al., 2014a - chapter 5). The occurrence of particles with high ⁷Be activities indicates the export of sediment labelled by the first rainfall events of the 2013 monsoon. Furthermore, ⁷Be displays larger variations upstream, which may be explained by the dilution of recently eroded particles by remobilized particles (depleted in ⁷Be) downstream.

The particles collected at all stations on June 5, after the second flood, displayed low fallout radionuclide activities. Almost no ¹³⁷Cs (<0.5 Bq kg⁻¹) was measured in this material and ²¹⁰Pb_{xs} and ⁷Be values were both below ca. 40 Bq kg⁻¹ (Fig. 6-8).

6.3.4.3.3. Composition of suspended organic matter

The characteristics of particulate organic matter (TOC concentration, C/N, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) are summarized in Table C1 and their temporal evolution during the floods is displayed on Fig. 6-9.

Suspended organic matter loads exported during the two successive floods were characterized by varying compositions, reflecting contributions of several different sources. The total organic carbon concentration ranged between 8 and 129 mgC g⁻¹. High values were measured in all TSS samples collected on June 5 during the falling stage of the second flood and at upstream stations during the discharge peak on June 4. The samples collected during the first peak recorded at HT1 and HX3 on June 4 were also associated with higher TOC concentrations than those collected during the main peak. More than half of the samples were enriched in TOC compared to the average concentration of 25 ± 5 mgC g⁻¹ (Gourdin et al., 2014c - chapter 4) measured in surface soils of the catchment.



The TOC to TN ratios (C/N) displayed varied from 4.5 to 56.5 as the result of increasing TOC concentrations as TN concentrations remained rather stable. High C/N values measured in suspended sediment collected at upstream station S1 and at all stations on June 5 likely corresponded to vegetation debris. Values close to 10-12 are typical for surface soils in the catchment whereas riverbanks may display a wide range of ratios associated with different types of organic matter deposited in the channel during water level decrease.

As highlighted by high $\delta^{13}\text{C}$ (up to -20.2‰; Table 6-C1), suspended organic matter at S1 was mainly derived from C_4 photosynthetic pathway plants, namely Napier grass growing inside the channel upstream of the station, as previously reported for a flood of May 2012 (Gourdin et al., 2014c - chapter 4). The lowest $\delta^{13}\text{C}$ measured was -27.3‰, a slightly lower value than the average signature of surface soils in the catchment (ca. -25.5 ± 1.4 ‰; Huon et al., 2013; Gourdin et al., 2014c - chapter 4), where C_3 vegetation dominates. However, half of samples displayed $\delta^{13}\text{C}$ values above -24‰, which suggests a significant imprint of C_4 vegetation on TSS loads. The growth of Napier grass in the channel is likely responsible for the high $\delta^{13}\text{C}$ values recorded at all stations in last collected sample (water discharge returned to pre-event level – base-flow condition).

Most $\delta^{15}\text{N}$ values ranged between 6 and 8‰ but values below 6‰ and down to 2‰ were recorded at S4, S10 and HT1 (Fig. 6-9; Table 6-C1). Overall, this parameter remained rather stable during the discharge peaks, except at S10 during the first flood. Higher values were recorded at HX2 during the onset of the first flood and the first peak of the second event.

6.3.5. Discussion on sediment sources and propagation along the Houay Xon River

Figure 6-D1 (Appendix D) summarizes the ranges of values measured or calculated for the different parameters used in this study at each monitoring station along the continuum and during each flood. The evolution of percentages of recently eroded (F) and surface-derived (α) particles to TSS loads estimated from fallout radionuclide activity measurements (see section 3.3) are displayed on Fig. 6-10 together with Q and EC, in order to highlight the contribution of overland flow to the total stream discharge and investigate its relationships with particles dynamics.

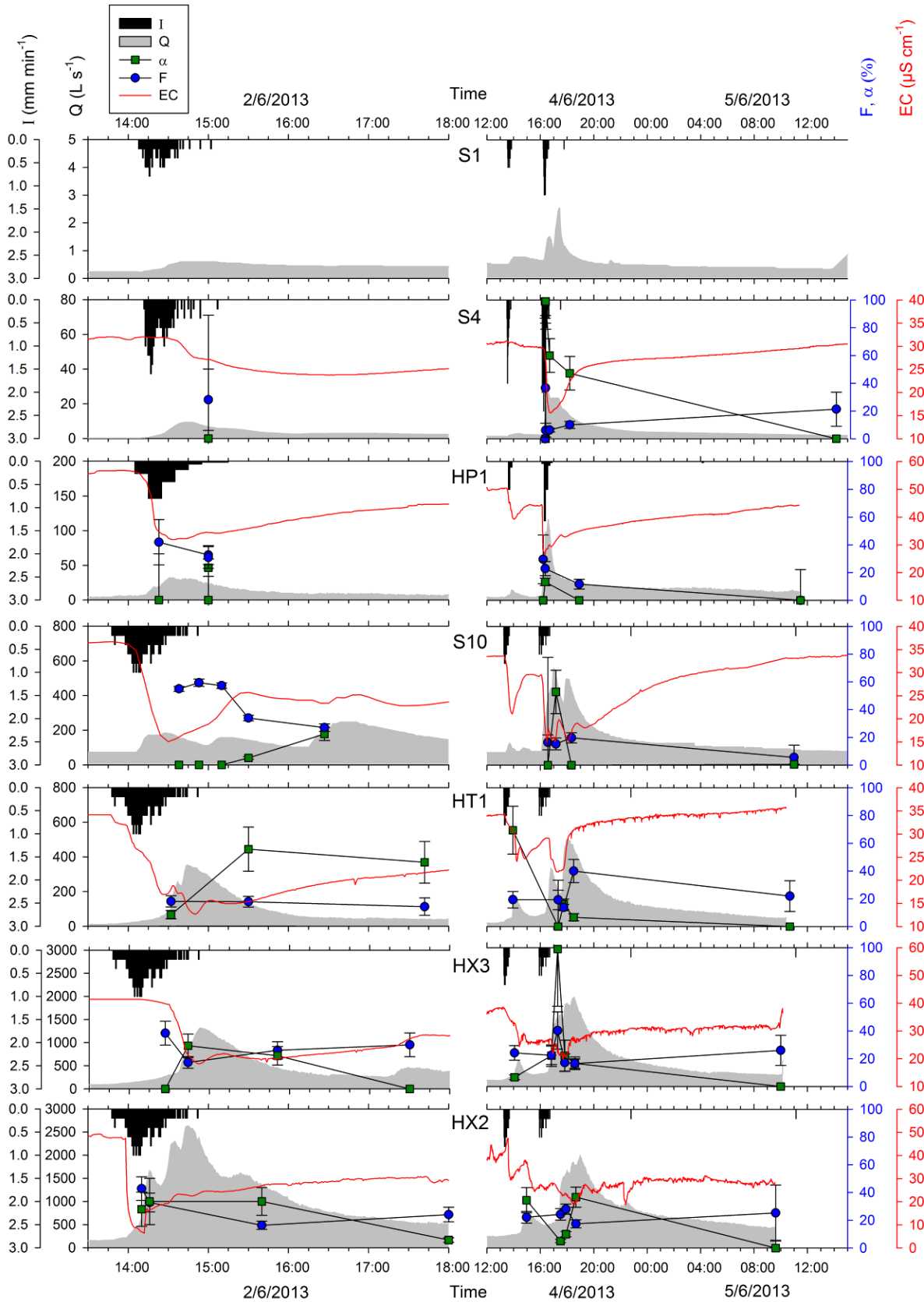


Figure 6-10: Evolution of percentages of sediment recently eroded (F) and derived from surface soils (α) and stream water electric conductivity (EC). Shaded area represents water discharge (Q). Black bars represent rainfall intensity (I) in each station, except at HT1, HX3 and HX2, where displayed intensity is the one measured at S10.

The calculated percentage of recently eroded particles ranges between 0 and 60% of TSS loads, suggesting dominant exports of particles remobilized from the riverbed or the deposition areas (swamps; Huon et al., 2013). The α estimates displayed large variations at single stations, which may reflect the successive occurrence of sediment supplies originating either from surface or subsurface soil. Most samples collected at HT1 and S4 displayed low F (<20%). Some of those samples were associated with high α , suggesting the remobilization of surface-derived particles, trapped in deposition areas during the previous rainy season (Gourdin et al., 2014b - chapter 3). A contrasted behaviour was observed for TSS samples collected at S10, displaying high F and low α , indicating the export of ^7Be -labelled particles depleted in both ^{137}Cs and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. This type of material was previously identified during a flood in May 2012, and could result from the exposure of collapsed riverbanks to recent radionuclide wet depositions, as suggested by Gourdin et al. (2014b - chapter 3). However, another possible origin for those subsurface materials could be the erosion of bare soils at urban construction sites connected to the river (Fig. 6-2 and Fig. 6-A1). At HX3, the rising stage of the main peak of Q was associated with the export of recently eroded material originating from surface soils. At HX2, opposite variations between F and α suggest mixing between surface-derived particles (recently eroded and remobilized) exported from HX3 and subsurface soils from nearby urban construction sites exposed to recent wet depositions. The decrease of F estimates at S10 during the first flood occurred just after the decrease of rainfall intensity. These decreases may result from the combination of two processes. First, as the rainfall intensity is maximal, nearby hillslopes and footslopes were eroded and OF highly contributed to total water discharge (low EC). Then, overland flow on hillslopes decreased and a part of suspended sediment was deposited before reaching the river, as reported by Chaplot et al. (2005) and Chaplot and Poesen (2012). Finally, the arrival of water discharge contributions from remote parts of the catchment supplied recently eroded materials to the river but triggered also the remobilization of riverbed sediment that diluted the F signal (Gourdin et al., 2014b - chapter 3). Investigation of sediment dynamics will be restricted to the samples collected during the June 4 flood, because of its higher intensity and homogeneity across the study site.

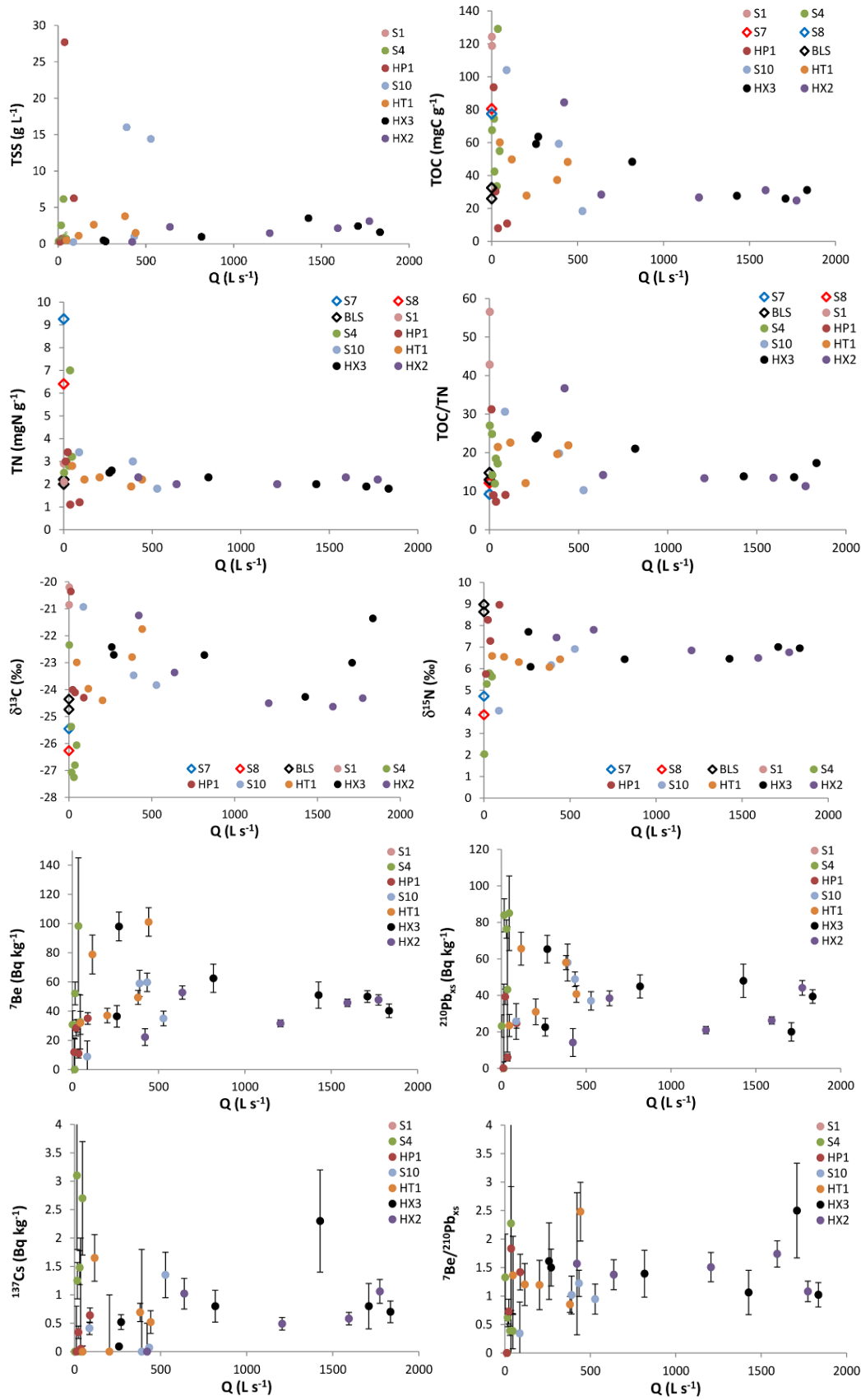


Figure 6-11: Relationships between water discharge (Q) and total suspended sediment (TSS) concentration, organic matter composition (total organic carbon –TOC– and nitrogen –TN– concentrations, TOC to total nitrogen ratio –TOC/TN–, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$) and fallout radionuclides labelling (7Be , $^{210}Pb_{xs}$ and ^{137}Cs activities, 7Be to $^{210}Pb_{xs}$ activity ratio – $^7Be/^{210}Pb_{xs}$) at the different stations. Error bars represent 1σ uncertainty.

The relationships between stream discharge and TSS concentrations and compositions displayed on Fig. 6-11 highlight the high variability of all parameters for samples collected at low Q (i.e., at upstream stations and during low stages at intermediate or downstream stations), whereas higher water discharges (recorded at HX3 and HX2) are associated with the export of material characterized by quite stable compositions in TOC, TN, TOC/TN and $\delta^{15}\text{N}$, that match surface soil signatures (Fig. 6-4). The activities in ^7Be and ^{137}Cs of the 4 samples associated with the highest discharges are also relatively stable (ca. 40-50 and 0.5-1.0 Bq kg⁻¹, respectively). In contrast, $\delta^{13}\text{C}$, $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities and $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ displayed a wider range of values during high Q, particularly at HX3 where the mixing of water pulses flowing from S10 and HT1 occurs. Several end-members are involved in the high variability at low Q, depending on the parameter considered. The signatures of some of the samples collected at S4 are similar with the ones of overland flow collected at S7 and S8 stations (draining hillslopes connected to the Houay Pano stream; Fig. 6-1), and are associated with high ^{137}Cs and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities, and moderately high ^7Be activities, which remains consistent with previous findings at this station (Gourdin et al., 2014b, 2014c - chapters 3 and 4). This type of sediment may correspond to particles mobilized by sheet erosion on the hillslopes. Another source of sediment is highlighted by samples collected at S1 upstream station and associated with in-channel C₄ vegetation debris (Napier grass; Huon et al., 2013). The contribution of these channel or riverbank originating material is mostly significant for low Q at HP1, S10, and HX2, but it is also observed during similar flow conditions at S4, HT1 and HX3. At high Q, enriched $\delta^{13}\text{C}$ may originate either from riverbank and in-channel sources, or from Job's Tears and maize fields (also C₄-plants), which have been previously shown to provide a sparse crop cover to the soil at the beginning of the rainy season, thereby triggering soil crusting (Patin et al., 2012) and generating twice more erosion than other crops (Valentin et al., 2008). Despite the limited surface covered by these fields in the catchment, they may also have contributed to the labelling of sediment and OM exports (Huon et al., 2013). However, the low ^{137}Cs activities associated with these high $\delta^{13}\text{C}$ at HX3, HT1 and HX2 stations (Fig. 6-11) tend to indicate a dominant subsurface source for these particles, favouring the hypothesis of riverbank/channel erosion. HP1 samples seem affected by another source of sediment, characterized by low TOC –TN– ^7Be – $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ – ^{137}Cs , and slightly

higher $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values than average surface soils that rather match the signature of subsurface soils (Fig. 6-4).

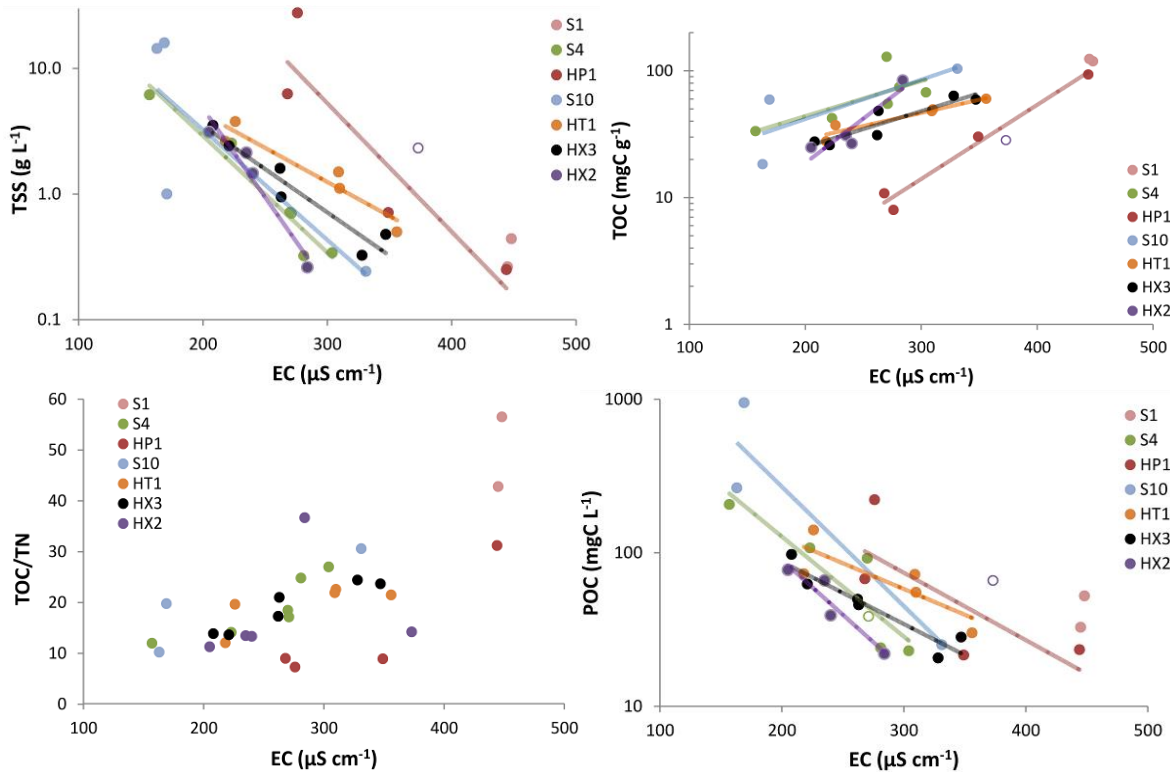


Figure 6-12: Relationships between stream water electric conductivity (EC) and total suspended sediment (TSS) load, total organic carbon (TOC) concentrations, particulate organic carbon (POC) load, TOC to total nitrogen ratio (TOC/TN) in POC at the different stations during the June 4 event. Note the logarithmic scale for TSS, TOC and POC.

In order to highlight the relationships between water dynamics and suspended material, sediment and particulate organic matter composition parameters were plotted vs EC for the second flood (Fig. 6-12). Decreasing exponential trends between EC and TSS load are observed at all stations, reflecting that stream water highest dilution by OF (lowest EC) was related to the highest TSS load. This behaviour suggests a major role of low EC overland flow in supplying sediment to the stream. Positive TOC - EC trends were found, showing the progressive dilution of organic carbon enriched matter (preferentially exported during initial flood stages) by sediment displaying TOC values remaining in the range found in surface soils (or even in subsurface material at HP1). This is confirmed by the TOC/TN values that tend to match the typical values of surface soils (10-12) for lowest EC, whereas high ratios are associated with high stream EC. Despite the TOC depletion observed at

low EC, the exponential relationships between POC and EC (Fig. 6-12) are similar to those found between TSS and EC. In the Houay Pano catchment and at S10, exponential relationships between POC and EC have been previously observed during a flood in May 2012 (Gourdin et al., 2014c - chapter 4). The differences found between stations highlight the evolution of the main driving processes along the river continuum and confirm the major control provided by overland flow on particles dynamics during the June 4 flood.

The global TOC enrichment of suspended materials (Fig. 6-11) compared to surface soils of the catchment (Fig. 6-4) highlights the preferential export from hillslopes and river channel of light vegetation debris, fine particles and organic matter of soil aggregates (Chaplot et al., 2009, 2007).

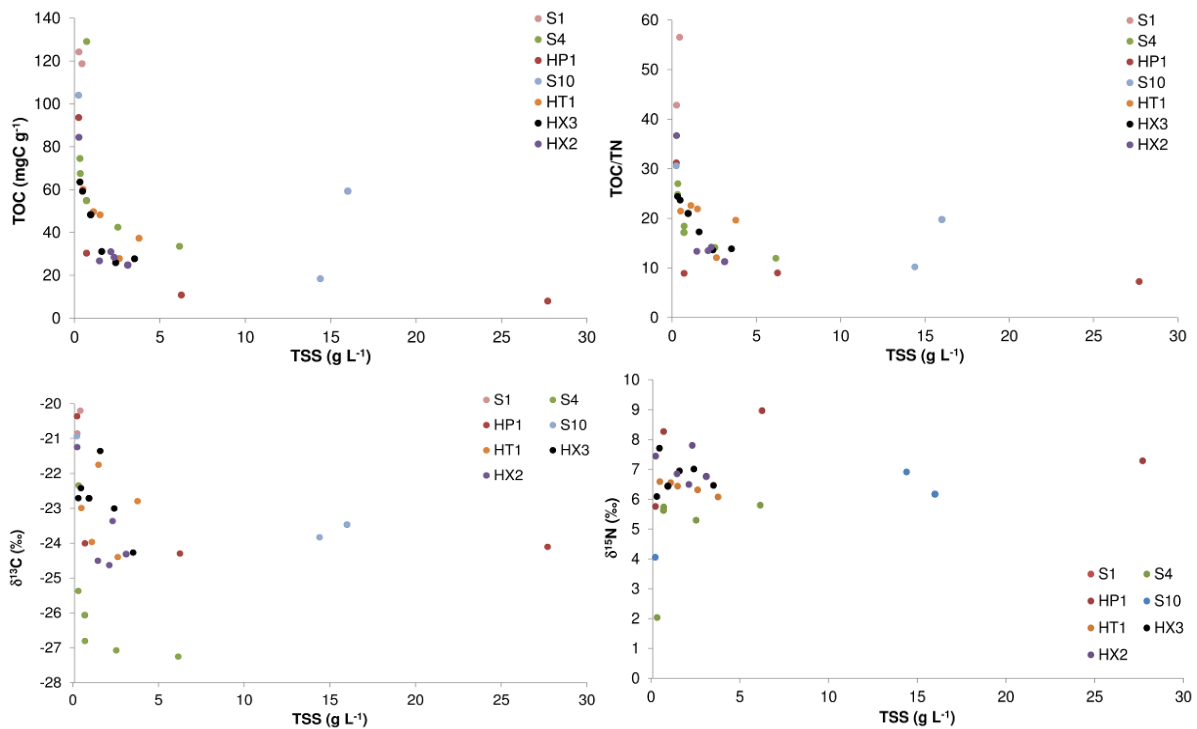


Figure 6-13: Relationships between total suspended sediment (TSS) concentration and total organic carbon (TOC) concentration, TOC to total nitrogen ratio (TOC/TN) $\delta^{13}\text{C}$, or $\delta^{15}\text{N}$ at the different stations.

As displayed on Fig. 6-13, the successive samples collected at each station during the June 4 flood displayed power law relationships between TSS and TOC concentrations. Such TOC-TSS hyperbolic relationships have been previously described (e.g., Meybeck, 1993, 2006; Ludwig et al., 1996; Huon et al., 2006) and different explanations were put forward depending on the contexts. In large rivers, the occurrence of a threshold of TOC toward which TSS evolves at high loads can

reflect the contribution of fossil particulate organic carbon originating from direct erosion of sedimentary - metamorphic rocks from mountainous regions (Meybeck, 1993). This fossil carbon pool was estimated by Meybeck (2006) as representing up to 90-100% of the total POC exports of rivers displaying average annual TSS concentrations above 5 g L^{-1} . In this study, no evidence could be found for such fossil carbon contribution to POC exports. However it cannot be completely ruled out. During floods in small catchments or even at the plot scale, these TSS-TOC relationships reflect the preferential export of vegetation debris and soil organic matter at low TSS values (mostly related to low Q value) and the increasing contribution of TOC depleted soil particles eroded and transported during TSS peaks. This behaviour has been previously reported in several other contexts as, e.g., in Venezuela (Huon et al., 2006), and in this catchment in 2012 (Gourdin et al., 2014c - chapter 4). The isotopic composition of particulate organic matter ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) plotted versus TSS concentration (Fig. 6-13) displayed trends that are consistent with (1) the export, at low stages, of fresh (low $\delta^{15}\text{N}$; e.g., Bellanger et al., 2004) organic matter partly labelled by C_4 vegetation ($\delta^{13}\text{C} > -23\text{‰}$; e.g., Huon et al., 2013) originating from the channel and the riverbanks (Gourdin et al., 2014c - chapter 4) and (2) the evolution, at high TSS loads, towards the average surface or subsurface sources composition (Fig. 6-4). The occurrence of lower $\delta^{15}\text{N}$ values at S4 remains consistent with the dominance of surface soil originating particles in this part of the catchment. In contrast, the enriched $\delta^{15}\text{N}$ values recorded, e.g., at HP1 and HX2, suggest a higher contribution of subsurface sources (Fig. 6-4).

Based on estimated TSS concentration evolution displayed on Fig. 6-8 (see section 6.3.3.7), cumulative TSS yields were calculated for each flood and for the entire monitoring period (Table 6-4). Considering the low number of samples collected at each station, these calculations are associated with large uncertainties and the figures provided here should be considered as a rough estimate. Overall, both floods were characterized by very different rainfall patterns. On June 2, heavy rain affected the downstream part of the catchment whereas it spared upstream stations. As the June 4 flood was triggered by a succession of storms that affected most of the study area, rather homogeneous specific yields (around ca. $2\text{-}3 \text{ Mg km}^{-2}$) were observed from S4 to HX3.

Table 6-4 Total suspended sediment and organic carbon yields (S_Y and C_Y) and specific yields ($S_{Sp.Y}$ and $C_{Sp.Y}$) rough estimates for the two successive floods (F1: flood 1 on June 2; and F2: flood 2 on June 4) and the entire monitoring period (see section 6.3.3.7).

Subcatchment	Area (km ²)	S_Y (Mg)			$S_{Sp.Y}$ (Mg km ⁻²)			C_Y (MgC)			$C_{Sp.Y}$ (MgC km ⁻²)		
		F1	F2	Total	F1	F2	Total	F1	F2	Total	F1	F2	Total
S1	0.2	0.01	0.02	0.04	0.1	0.1	0.2	0.002	0.003	0.005	0.008	0.016	0.023
S4-S1*	0.4	0.03	1.3	1.3	0.1	3.1	3.2	0.001	0.05	0.05	0.003	0.12	0.12
S4	0.6	0.04	1.3	1.3	0.1	2.1	2.2	0.003	0.05	0.05	0.005	0.09	0.09
HP1-S4*	0.5	0.6	0.7	1.4	1.3	1.5	2.7	0.02	0	0.02	0.04	0	0.04
HP1	1.1	0.7	2	2.7	0.6	1.8	2.4	0.02	0.05	0.07	0.02	0.05	0.07
S10-HP1*	10.5	4	27	32	0.4	2.6	3.0	0.3	0.7	1.0	0.03	0.07	0.10
S10	11.6	5	29	35	0.4	2.6	3.0	0.3	0.8	1.1	0.03	0.07	0.10
HT1	5.7	9	15	24	1.6	2.6	4.2	0.3	0.6	0.9	0.06	0.11	0.16
HX3-S10*	7.0	23	19	42	3.3	2.8	6.1	0.7	1.2	1.9	0.09	0.18	0.27
HX3-(HT1+S10)*	1.3	14	5	19	11	3.5	14	0.4	0.6	1.0	0.27	0.46	0.73
HX3	18.6	28	49	77	1.5	2.6	4.1	1.0	2.0	3.0	0.05	0.11	0.16
HX2-HX3*	1.2	87	24	111	72	20	92	2.1	1.3	3.4	1.7	1.1	2.8
HX2	19.8	115	72	187	5.8	3.7	9.5	3.1	3.3	6.3	0.15	0.17	0.32

*A-B or A-(B+C): subcatchment corresponding to the area drained by the station A downstream of the area(s) drained by station B (and C)

As for the first flood, the upstream station (S1) recorded low exports of suspended sediment, reflecting the low intensities of rainfall in this part of the catchment (Gourdin et al., 2014a - chapter 5) and the lower erodibility of fallow soils. The exports estimated for the second flood are higher than for the first event, which remains consistent with its longer duration and the higher water discharges recorded at all stations with the exception of HX2. However, higher maximum TSS concentrations (associated with low EC values; Fig. 6-10) were estimated at HT1, HX3 and HX2 during the first flood, although no samples could be collected during the highest flood stage at these stations (Fig. 6-8). The specific yields calculated for the entire monitoring period suggest a high erodibility of the downstream section between HX3 and HX2. This 1.2 km² area would have provided ca. 111 Mg of TSS, which corresponds to a specific yield of more than 90 Mg km⁻². Although uncertainties on river water discharge at this station are high, this estimate does not seem unrealistic in this specific context, as the nearby teak plantations (ca. 40%; Fig. 6-2 and Table 6-2) and the construction site (Fig. 6-2 and 6-A1) connected to the river could be responsible for a higher sensitivity of this area to erosion. The erodibility of deforested bare soils (such as the construction site) and large-scale land conversion impacts on sediment yields have been identified since several decades in Southeast Asia (e.g., Kiersch and Tognetti, 2002; Bruijnzeel, 2004; Valentin et al., 2008).

The equations of the fitted power law relationships displayed on Fig. 6-14 were used at each station to calculate TOC yields estimates for both floods (Table 6-4). The maximum specific yields of organic carbon ($\text{TOC}_{\text{Sp.Y}}$) were found for HX2 drainage area during both floods (0.15 and 0.17 MgC km^{-2} , respectively) resulting in an overall estimate of 6.3 MgC exported from the catchment during the study.

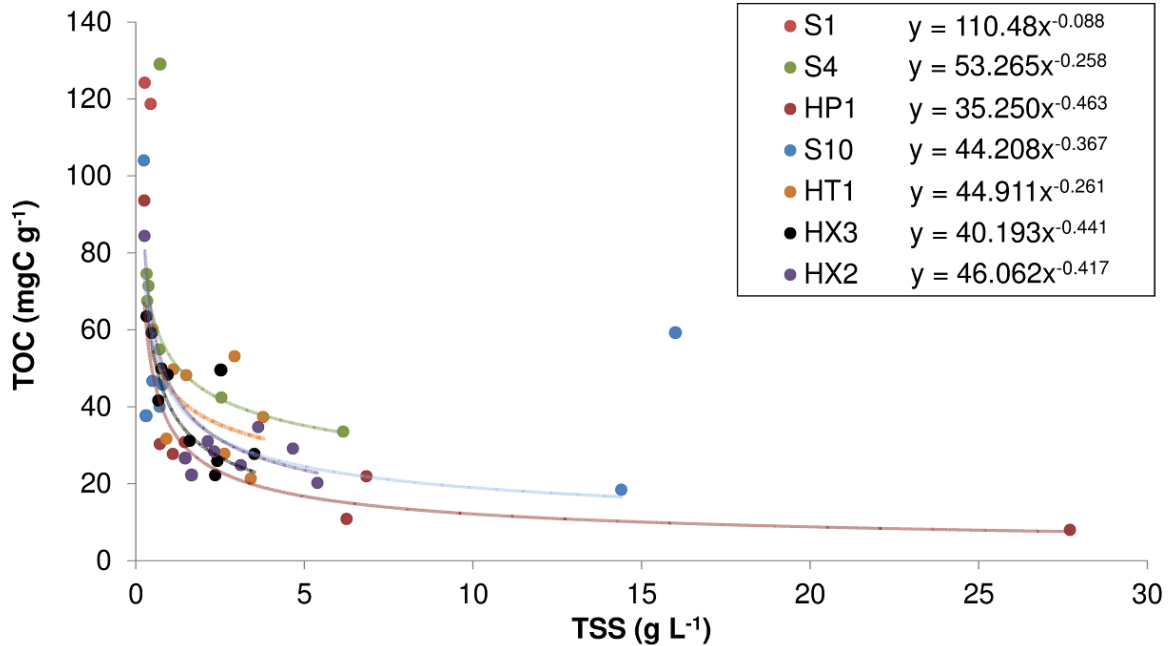


Figure 6-14: Power law relationships between total suspended sediment (TSS) and total organic carbon (TOC) concentrations at the different stations for the entire study period. These equations were used to calculate TOC yields estimates displayed in Table 6-4.

The maximum hourly cumulative organic carbon discharge at HX2 was estimated to ca. 1.2 MgC h^{-1} on June 2, representing ca. 18% of the total carbon exports in 3 days. At all stations, the TOC yields were higher during the second flood, particularly at S4. However, yields were almost similar at HX2, despite the contrasted hydrological characteristics of each event. The contrasted yields of HX3 and HX2 on June 2 highlight the high intensity of the localized storm that occurred over the HX3-HX2 section of the river on that day (Fig. 6-5). At an earlier stage of the 2012 rainy season, during the first erosive flood of the year, higher TSS yields were reported for the S4 (43.3 Mg km^{-2}) and S10 (11.2 Mg km^{-2}) subcatchments (Gourdin et al., 2014b, 2014c - chapters 3 and 4). However, this flood monitored in May 2012 was of higher intensity. The TOC yields reported by Gourdin et al. (2014c - chapter 4) for the same event of May 2012 were also higher than those calculated here, and reached 0.83 and 0.37 MgC km^{-2} at S4 and S10, respectively. This last figure remains of the same

order of magnitude as the $\text{TOC}_{\text{Sp.Y}}$ estimated at HX2 (0.32 MgC km^{-2}) for the entire monitoring period. However, those exports remain relatively high compared to previous estimates reported by Chaplot and Poesen (2012) for one entire year (2002-2003; 34 erosive events) in the headwater HP catchment and the HX River at S10. They calculated an annual specific TOC yield of $0.85 \text{ MgC km}^{-2} \text{ y}^{-1}$ at S4, which suggests that the two floods monitored here supplied the equivalent of *ca.* 10% (0.09 MgC km^{-2}) of the annual carbon yield. At S10, Chaplot and Poesen (2012) estimated a specific carbon yield of 0.14 MgC km^{-2} . Compared to this value, the exports of 0.10 MgC km^{-2} at S10 calculated here for a four-day study represent *ca.* 70% of previously estimated annual specific POC exports. As previously mentioned by Gourdin et al. (2014c - chapter 4), the values estimated in the 2002-2003 study are characterized by much lower TOC concentrations than the ones measured in the suspended sediment collected in May 2012. The same difference is observed with June 2013 samples, characterized by equivalent TOC ranges as in 2012. These higher TOC measured in recent samples could be both related to the fact that they were collected during the first floods following the field clearing period (slash-and-burn), and / or to an evolution of the catchment sensitivity to erosion due to major land use changes that occurred during the past decade (Huon et al., 2013).

6.3.6. Conclusions

The monitoring of suspended sediment and particulate organic matter during two successive floods at the beginning of the rainy season 2013 across a network of nested subcatchments provided valuable information on exported material sources and the dynamics of their propagation across the Houay Xon River catchment. At the upstream stations, most exported material originated from surface soils. At intermediate and downstream stations, suspended sediment resulted from mixing processes between surface and subsurface sources, including both in-channel (remobilization and riverbanks erosion) and recently eroded surface soil particles. The results also suggest the contribution of “subsurface-like” particles supplied by teak plantations and a construction site connected to the river in its downstream section.

Overall, this study identified the advantages and the drawbacks of combining measurements of fallout radionuclides, organic matter and water characteristics to quantify sediment sources and dynamics in tropical mountainous environments. The

extension of the study area further downstream may be helpful to better constrain sediment and organic matter exports to the Mekong River. In future, the approach developed in this paper could be usefully applied to other environments or to floods occurring later during the rainy season, which may display contrasted erosive behaviours.

Acknowledgements

The authors would like to thank the Lao NAFRI (National Agriculture and Forestry Research Institute in Vientiane) and the MSEC project (Multi-Scale Environmental Changes) for their support. They are also grateful to Keo Oudone Latsachack, Bounsamai Soulleuth and Chanthamoussone Thammahacksa for their irreplaceable help in the field. Thanks to Christophe Colin and Olivier Dufaure for their help to organize and conduct the Particle Size Distribution measurements, to Patricia Richard (IEES-Paris, Thiverval Grignon, France) for oxygen-18 analysis of water, and to Véronique Vaury (IEES-Paris, UPMC, Paris, France) for conducting IRMS measurements. Elian Gourdin received a PhD fellowship from Paris-Sud University. This work received financial support from the French CNRS EC2CO/BIOHEFECT program (Belkong project).

6.3.7. Supplementary material

Data on Manning's equation application to the temporary stations are provided in English in an ".xls" numerical file and printed in French in the "Annexe 2" of this manuscript.

Appendix A:

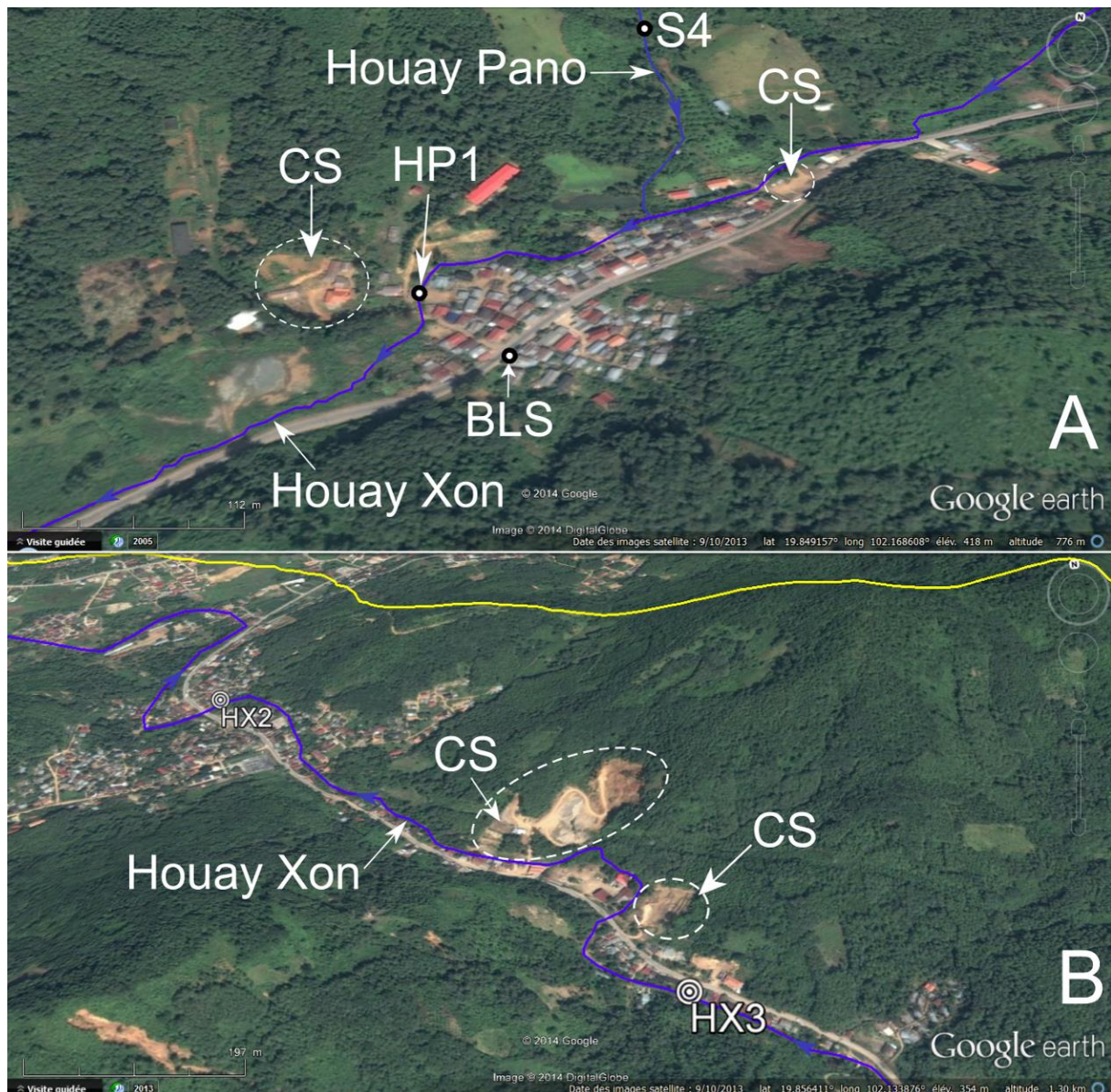


Figure 6-A1. Aerial view of (A) the Houay Xon River-Houay Pano stream junction in Ban Lak Sip village and (B) the downstream section of the Houay Xon catchment (Google Earth satellite pictures: 9/10/2013). Blue line indicates the river channel. Yellow line is the boundary of the catchment. Black and white circles indicate locations of monitoring and sampling stations (S4, HP1, BLS, HX3 and HX2). Note the occurrence of construction sites (CS) on hillslopes nearby the Houay Xon River around BLS village (A) and downstream of station HX3 (B), and the extent of urban area around station HX2.

Appendix B:

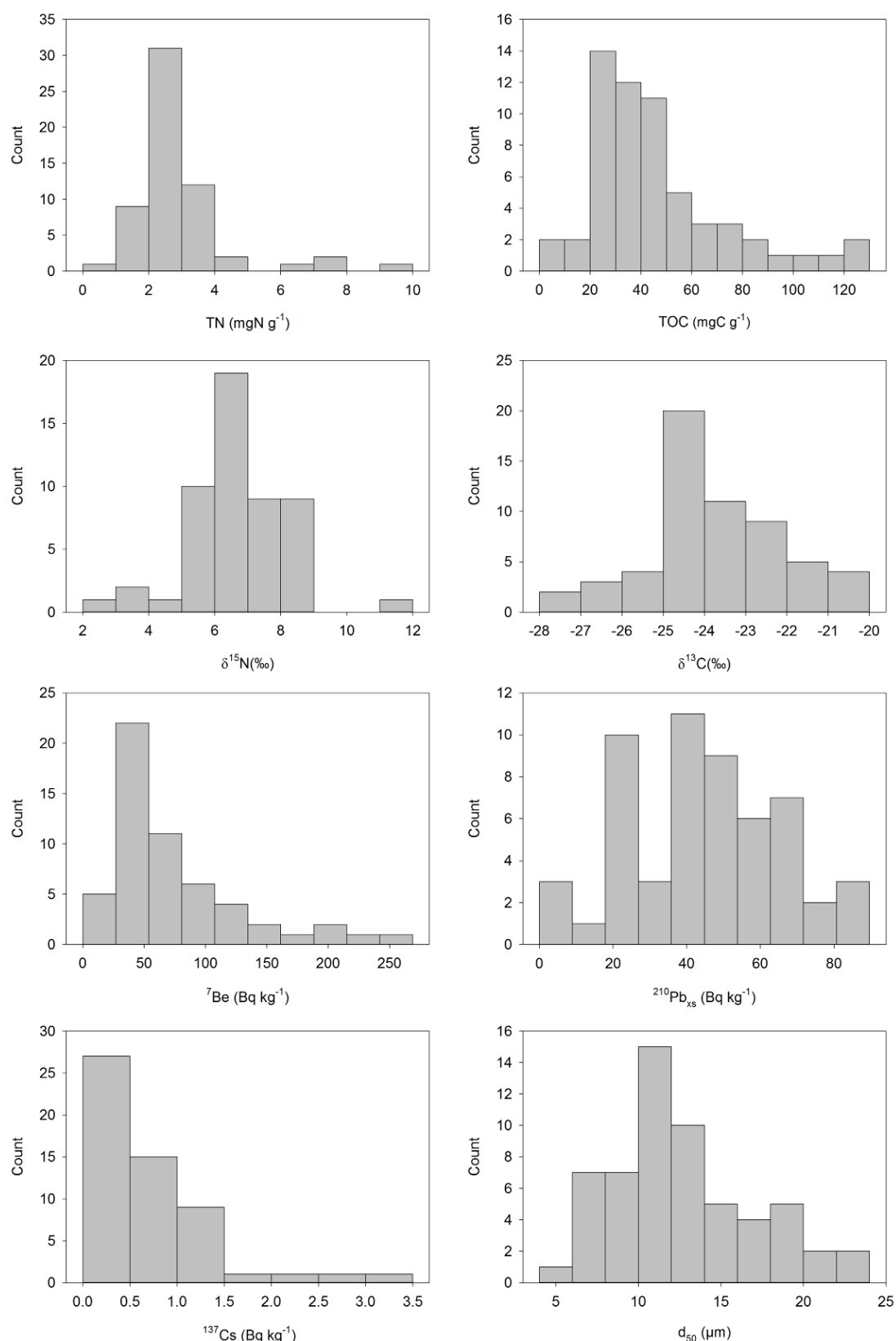


Fig. 6-B1: Frequency histograms of parameters measured in TSS samples. TOC: total organic carbon concentration; TN: total nitrogen concentration; δ¹³C: carbon stable isotopes ratio; δ¹⁵N: nitrogen stable isotopes ratio; ⁷Be, ²¹⁰Pb_{xs}, ¹³⁷Cs: fallout radionuclide activity; d₅₀: median particle size.

Appendix C: Table 6-C1. Results of the measurements realized on collected riverine samples. TSS: total suspended sediment; d_{50} : TSS median particle size; Q: water discharge; EC: electric conductivity; $\delta^{18}\text{O}$: water oxygen stable isotopes ratio; ^7Be , $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, ^{137}Cs : fallout radionuclide activity in TSS; TOC: total organic carbon concentration in TSS; TN: total nitrogen concentration in TSS; TOC/TN: TOC to TN ratio in TSS; $\delta^{13}\text{C}$: carbon stable isotopes ratio in TSS; $\delta^{15}\text{N}$: nitrogen stable isotopes ratio in TSS.

Station	Sample label	Time (d/M/YY hh:mm)	n°	Collec.*	Volume (mL)	TSS load (g)	TSS (g L ⁻¹)	d_{50} (μm)	Q (L s ⁻¹)	EC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VS. V- SMOW)	^7Be \pm (Bq kg ⁻¹)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ \pm (Bq kg ⁻¹)	$^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ \pm	^{137}Cs \pm (Bq kg ⁻¹)	TOC (mgC g ⁻¹)	TN (mgN g ⁻¹)	TOC/TN	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VS. PDB)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰ VS. AIR)
S1	L2S011	4/6/13 17:17	1	A	340	0.15	0.4		2	448	-7.2					119	2.1	56.5	-20.2	
S1	L2S012	4/6/13 18:13	2	M	380	0.1	0.3		1	445	-7.3					124	2.9	42.8	-20.9	
S7	L2S071	4/6/13 17:54	1	M	1050	0.3	0.3	10.8			-7.5					81	8.7	9.3	-25.5	4.7
S8	L2S081	4/6/13 17:40	1	M	985	0.1	0.1	12.8			-6.4					78	6.4	12.1	-26.3	3.9
S4	L1S041	2/6/13 15:00	1	M	530	0.2	0.4	18.3	7	271	-7.9	99.0 33.0	57.1 26.2	1.7 1.4	0.0 2.0	71	4.0	17.9	-24.3	3.5
S4	L2S041	4/6/13 16:21	2	A	310	0.1	0.3	17.6	14	281	-7.2	0.0 21.0	0.0 46.2	0.0 0.0	3.1 1.3	75	3.0	24.8	-25.4	
S4	L2S042	4/6/13 16:23	3	A	280	0.2	0.7	18.9	36	270	-7.1	98.3 46.8	43.2 34.3	2.3 2.9	0.0 2.0	129	7.0	18.4	-26.8	5.7
S4	L2S043	4/6/13 16:24	4	A	285	0.2	0.7	23.6	47	271		32.6 18.5	85.0 20.4	0.4 0.3	2.7 1.0	55	3.2	17.2	-26.1	5.6
S4	L2S044	4/6/13 16:41	5	A	325	2	6.2	12.8	30	157	-8.5	29.9 4.3	76.4 5.0	0.4 0.1	1.5 0.3	34	2.8	12.0	-27.3	5.8
S4	L2S045	4/6/13 18:12	6	A	315	0.8	2.5	20.3	17	223	-7.5	52.1 7.8	83.9 9.0	0.6 0.2	1.3 0.3	42	3.0	14.1	-27.1	5.3
S4	L2S046	5/6/13 14:10	7	M	1175	0.4	0.3	16.0	2	304	-5.3	30.8 9.5	23.2 6.2	1.3 0.8	0.0 0.1	68	2.5	27.0	-22.3	2.0
BLS	L1BLS1	2/6/13 14:20	1	P	300	1.5	5.0				-6.3	112.4 13.8	35.3 5.9	3.2 0.9	0.0 0.9	41	2.5	16.6	-24.1	8.7
BLS	L1BLS2	2/6/13 14:32	2	M	370	1	2.7	11.9			-7.1	158.4 14.8	36.2 7.0	4.4 1.3	0.5 0.2	34	3.0	11.3	-24.7	8.7
BLS	L1BLS3	2/6/13 15:00	3	M	1250	0.8	0.6	7.9			-6.5	268.9 22.4	89.6 11.0	3.0 0.6	0.2 0.1	33	7.3	4.5	-22.0	11.1
BLS	L2BLS1	4/6/13	4	P	280	1.1	3.9				-8.8	27.9 7.2	21.9 5.1	1.3 0.6	0.0 1.0	26	2.0	13.0	-24.7	9.0
BLS	L2BLS2	4/6/13	5	P	875	6.2	7.1	10.0			-8.8	47.0 1.0	31.0 5.0	1.5 0.3	0.0 0.7	33	2.2	14.8	-24.4	8.6
HP1	L1HP11	2/6/13 14:23	1	M	380	2.6	6.8	11.4	20	346	-8.1	62.0 6.0	24.0 7.1	2.6 1.0	0.0 1.0	22	2.0	11.0	-24.5	8.6
HP1	L1HP12	2/6/13 15:00	2	M	1185	1.3	1.1	11.2	24	343	-7.8	137.5 15.7	68.3 6.6	2.0 0.4	0.1 0.1	28	3.2	8.7	-24.4	8.7
HP1	L1HP13	2/6/13 15:00	3	M	550	0.8	1.5	11.5			-8.4	125.5 15.0	66.1 9.0	1.9 0.5	0.8 0.2	31	3.4	9.1	-24.9	8.6
HP1	L2HP11	4/6/13 16:13	4	P	1220	33.8	27.7	7.8	37	276	-8.8	11.0 3.0	6.0 1.9	1.8 1.1	0.1 0.0	8	1.1	7.3	-24.1	7.3
HP1	L2HP12	4/6/13 16:22	5	P	1215	7.6	6.3	7.8	90	268	-9.0	35.0 4.0	24.7 2.6	1.4 0.3	0.6 0.1	11	1.2	9.0	-24.3	9.0
HP1	L2HP13	4/6/13 18:55	6	M	1125	0.8	0.7	7.6	23	349	-7.0	28.5 5.5	39.2 4.2	0.7 0.2	0.3 0.1	30	3.4	8.9	-24.0	8.3
HP1	L2HP14	5/6/13 11:29	7	M	1200	0.3	0.3	11.2	11	444	-8.7	11.9 9.7	0.2 3.4	0.0 0.0	0.0 0.8	94	3.0	31.2	-20.4	5.8
S10	L1S101	2/6/13 14:38	1	M	330	0.1	0.3	13.2	155	158	-6.9	234.5 17.6	69.1 5.8	3.4 0.1	0.1 0.0	38	2.4	15.7	-23.6	6.7
S10	L1S102	2/6/13 14:45	2	M	945	0.5	0.5	11.0	141	170	-7.1									
S10	L1S103	2/6/13 14:53	3	M	990	0.7	0.7	7.3	121	179	-6.2	200.7 20.7	54.7 6.7	3.7 0.2	0.1 0.0	40	2.8	14.3	-23.9	7.0
S10	L1S104	2/6/13 15:10	4	M	1015	0.5	0.5	12.8	160	219	-7.0	187.5 15.6	53.0 5.0	3.5 0.1	0.2 0.1	47	3.7	12.6	-22.3	5.8
S10	L1S105	2/6/13 15:20	5	M	1210	0.8	0.7	18.1	155	245	-5.1									
S10	L1S106	2/6/13 15:30	6	M	1010	0.5	0.5	15.1	146	257	-4.3	127.9 11.9	61.2 4.8	2.1 0.1	0.5 0.1	60	4.1	14.6	-22.1	3.4
S10	L1S107	2/6/13 15:40	7	M	1030	0.5	0.5	13.1	131	250	-5.6									
S10	L1S108	2/6/13 16:27	8	M	1005	0.8	0.8	13.4	179	233	-6.0	108.2 14.6	65.1 6.5	1.7 0.2	0.8 0.2	46	2.9	15.8	-21.7	5.8
S10	L2S101	4/6/13 16:34	9	A	250	4	16.0	21.8	390	169	-7.7	59.0 9.0	58.0 10.1	1.0 0.3	0.0 1.8	59	3.0	19.8	-23.5	6.2
S10	L2S102	4/6/13 17:10	10	A	1160	16.7	14.4	8.7	529	163	-8.0	35.0 5.0	37.0 5.1	0.9 0.3	1.4 0.4	18	1.8	10.2	-23.8	6.9

Chapitre 6 : Sources et propagation de sédiments au cours de deux crues (juin 2013)

Station	Sample label	Time (d/M/YY hh:mm)	n°	Collec.*	Volume (mL)	TSS load (g)	TSS (g L ⁻¹)	d ₅₀ (µm)	Q (L s ⁻¹)	EC (µS cm ⁻¹)	δ ¹⁸ O (‰ vs. V-SMOW)	⁷ Be ± (Bq kg ⁻¹)	²¹⁰ Pb _{xs} ± (Bq kg ⁻¹)	⁷ Be/ ²¹⁰ Pb _{xs} ±	¹³⁷ Cs ± (Bq kg ⁻¹)	TOC (mgC g ⁻¹)	TN (mgN g ⁻¹)	TOC/TN	δ ¹³ C (‰ vs. PDB)	δ ¹⁵ N (‰ vs. AIR)
S10	L2S103	4/6/13 18:20	11	A	1200	1.2	1.0	11.8	434	171	-7.8	59.7 6.3	48.9 4.0	1.2 0.2	0.1 0.0					
S10	L2S104	5/6/13 11:00	12	M	1240	0.3	0.2	8.5	87	331	-7.1	8.8 10.8	25.7 9.8	0.3 0.6	0.4 0.1	104	3.4	30.6	-20.9	4.1
HT1	L1HT11	2/6/13 14:32	1	P	580	1.7	2.9	19.2	115	180	-7.7	77.3 10.8	69.3 5.8	1.1 0.2	0.6 0.2	53	2.7	19.7	-23.4	5.3
HT1	L1HT12	2/6/13 15:30	2	M	1260	4.3	3.4	8.6	137	152	-8.2	58.0 6.0	53.0 6.0	1.1 0.2	1.4 0.4	21	2.0	10.7	-24.8	5.9
HT1	L1HT13	2/6/13 17:42	3	M	1210	1.1	0.9	7.6	43	216	-7.8	45.4 14.0	51.8 7.0	0.9 0.4	1.2 0.4	32	2.7	11.7	-24.2	5.5
HT1	L2HT11	4/6/13 13:57	4	P	450	0.5	1.1	16.2	117	310	-5.9	78.8 13.3	65.6 9.0	1.2 0.4	1.7 0.4	50	2.2	22.6	-24.0	6.5
HT1	L2HT12	4/6/13 17:45	5	P	450	1.7	3.8	18.0	381	226	-5.4	49.4 4.8	58.0 3.9	0.9 0.1	0.7 0.2	37	1.9	19.6	-22.8	6.1
HT1	L2HT13		6	P	0	0					-7.1									
HT1	L2HT14	4/6/13 17:20	7	M	1180	3.1	2.6	11.0	203	218	-6.9	37.0 5.0	31.0 7.1	1.2 0.4	0.0 1.0	28	2.3	12.1	-24.4	6.3
HT1	L2HT15	4/6/13 18:30	8	M	1200	1.8	1.5	17.3	443	309	-6.9	101.1 9.8	40.8 4.5	2.5 0.5	0.5 0.2	48	2.2	21.9	-21.8	6.4
HT1	L2HT16	5/6/13 10:41	9	M	1400	0.7	0.5	5.7	48	356	-5.2	32.0 7.9	23.5 6.1	1.4 0.7	0.0 0.1	60	2.8	21.5	-23.0	6.6
HX3	L1HX31	2/6/13 14:27	1	P	1185	0.9	0.8	14.4	268	423	-9.4	196.4 18.9	78.9 9.4	2.5 0.5	0.4 0.1	50	2.7	18.5	-23.1	7.0
HX3	L1HX32	2/6/13 14:44	2	P	1230	3.1	2.5	13.1	817	223	-9.2	69.9 9.7	59.1 4.8	1.2 0.3	1.0 0.3	50	3.1	16.0	-23.3	6.1
HX3	L1HX33	2/6/13 15:51	3	M	1190	2.8	2.4	8.2	462	211	-6.4	71.8 8.9	41.6 4.0	1.7 0.4	0.8 0.2	22	2.3	9.7	-24.6	
HX3	L1HX34	2/6/13 17:30	4	M	1200	0.8	0.7	12.4	441	280	-5.7	75.1 10.5	38.1 4.9	2.0 0.5	0.0 0.3	42	2.9	14.3	-23.2	6.1
HX3	L2HX31	4/6/13 14:04	5	P	1230	0.4	0.3	22.0	271	328	-6.9	98.0 9.8	65.3 7.6	1.5 0.3	0.5 0.1	64	2.6	24.4	-22.7	6.1
HX3	L2HX32	4/6/13 16:50	6	P	1265	1.2	0.9	17.3	817	263	-7.2	62.5 9.7	44.9 6.3	1.4 0.4	0.8 0.3	48	2.3	21.0	-22.7	6.4
HX3	L2HX33	4/6/13 17:50	7	P	1250	4.4	3.5	10.2	1426	208	-7.8	51.0 9.0	48.0 9.1	1.1 0.4	2.3 0.9	28	2.0	13.9	-24.3	6.5
HX3	L2HX34	4/6/13 17:18	8	M	1200	2.9	2.4	13.7	1709	221	-7.6	50.0 4.0	20.0 5.0	2.5 0.8	0.8 0.4	26	1.9	13.6	-23.0	7.0
HX3	L2HX35	4/6/13 18:35	9	M	1250	2	1.6	11.8	1835	262	-7.5	40.2 4.6	39.4 3.7	1.0 0.2	0.7 0.2	31	1.8	17.3	-21.4	6.9
HX3	L2HX36	5/6/13 10:00	10	M	1260	0.6	0.5	15.8	259	347	-7.1	36.4 7.4	22.6 4.8	1.6 0.7	0.1 0.0	59	2.5	23.7	-22.4	7.7
HX2	L1HX21	2/6/13 14:10	1	P	1180	5.5	4.7	14.1	652	69	-8.3	103.0 7.0	39.0 5.1	2.6 0.5	0.9 0.4	29	1.7	17.1	-22.0	7.7
HX2	L1HX22	2/6/13 14:16	2	P	1185	4.3	3.6	11.2	1669	161	-8.2	97.0 8.0	48.0 6.1	2.0 0.4	1.0 0.5	35	1.9	18.3	-26.0	7.8
HX2	L1HX23	2/6/13 15:40	3	M	1170	6.3	5.4	9.7	1335	269	-9.0	49.0 4.0	49.0 5.0	1.0 0.2	1.0 0.3	20	1.9	10.6	-25.8	6.4
HX2	L1HX24	2/6/13 18:00	4	M	1210	2	1.7	7.4	530	291	-9.0	71.9 8.4	48.6 5.0	1.5 0.3	0.5 0.2	22	2.4	9.3	-24.4	7.4
HX2	L2HX21	4/6/13 14:58	5	P	1075	2.5	2.3	11.4	638	373	-6.8	52.8 4.6	38.4 4.0	1.4 0.3	1.0 0.3	28	2.0	14.2	-23.4	7.8
HX2	L2HX22	4/6/13 17:55	6	P	1125	2.4	2.1	12.5	1594	235	-5.4	45.7 2.5	26.3 2.0	1.7 0.2	0.6 0.1	31	2.3	13.5	-24.6	6.5
HX2	L2HX23	4/6/13 17:31	7	M	1230	1.8	1.5	9.3	1206	240	-6.7	31.6 2.4	21.0 2.0	1.5 0.3	0.5 0.1	27	2.0	13.4	-24.5	6.8
HX2	L2HX24	4/6/13 18:40	8	M	1220	3.8	3.1	10.7	1773	205	-7.2	47.7 3.6	44.1 4.0	1.1 0.2	1.1 0.2	25	2.2	11.3	-24.3	6.8
HX2	L2HX25	5/6/13 9:37	9	M	1150	0.3	0.3	8.4	422	284	-4.8	22.2 5.7	14.2 7.6	1.6 1.2	0.0 0.5	84	2.3	36.7	-21.2	7.4

* Samples collection realized manually (M), by an automatic pumping sampler (A) or by a passive auto-capping collector (P)

6.4 Conclusion du chapitre

Ce sixième chapitre nous a permis de tester la méthode de suivi de la propagation des sédiments à travers le bassin de la Houay Xon (19,8 km²). Pour y parvenir, 10 stations d'échantillonnage ont été réparties tout le long du réseau hydrographique. Le jeu de données acquis au cours de cette expérience permet de mettre en évidence l'existence de zones présentant une sensibilité accrue à l'érosion. Outre les sites de construction situés en bordure de rivière, la zone aval située entre HX3 et HX2 est occupée à près de 40 % de sa surface par des plantations de teck, dont la littérature et les résultats présentés dans les chapitres 3 et 4 de ce manuscrit suggèrent qu'elles constituent un type d'occupation du sol soumis à une érosion particulièrement importante.

D'un point de vue pratique, l'échantillonnage automatique de la montée de crue mis en place au cours de la mission s'est avéré satisfaisant malgré la faible amplitude des crues analysées. Par contre, il a été compliqué d'échantillonner manuellement le début de la décrue, notamment en raison de la succession de pics de crue d'amplitude croissante. En conséquence, la décrue n'a souvent pas pu être échantillonnée, ce qui limite notre analyse de la propagation des matériaux depuis les sources les plus éloignées de la station de prélèvement. Si un tel dispositif temporaire était amené à être réutilisé, il serait intéressant de le coupler à un système (à concevoir) suffisamment simple à fabriquer et capable d'échantillonner uniquement la décrue.

Enfin, des travaux supplémentaires permettraient de tester la méthode développée dans cette thèse dans le cas de crues de plus forte amplitude et/ou survenant plus tard dans la saison des pluies. Il paraîtrait également intéressant de prolonger l'étude encore davantage vers l'aval jusqu'à la confluence avec le Mékong, afin d'intégrer le bassin de la Nam Dong et la partie la plus urbanisée de celui de la Houay Xon. En outre, l'étude du devenir des matières exportées par ces bassins dans le Mékong constitue un autre axe d'investigation prometteur.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale et perspectives

Au cours de ces travaux de thèse, une approche multi-traceurs a été développée afin d'identifier les processus d'érosion hydrique et de quantifier les sources et la dynamique des sédiments au sein du bassin versant tropical montagneux de la Houay Xon, au Laos. Le site d'étude choisi est apparu pertinent pour tester l'utilisation du marquage des sols de surface par les radionucléides apportés par les premières pluies de mousson après plusieurs mois de sécheresse (au cours desquels le stock de ^7Be est désintégré et remis à zéro). Cette situation particulière a permis de simplifier les hypothèses sous-tendant l'emploi des radionucléides pour tracer les particules érodées au cours de l'évènement pluvieux étudié à l'échelle d'un bassin versant. Outre la radioactivité des matières en suspension collectées, la composition de la matière organique associée a été étudiée et la distribution des tailles de particules a été déterminée. Enfin, ces propriétés caractérisant les sédiments mobilisés par l'érosion hydrique ont été combinées à une approche hydrologique et hydrogéochimique afin d'identifier le rôle respectif des différentes composantes de l'écoulement.

Une spécificité également importante de l'approche choisie est son caractère multi-échelles (du m^2 à la vingtaine de km^2), implémenté à travers un réseau de stations de suivi et de prélèvement subdivisant le site d'étude en sous-bassins emboîtés. Ce choix s'est avéré particulièrement pertinent dans le cadre de cette étude réalisée à l'échelle temporelle de la crue, car il a permis de suivre la propagation de l'eau et des matières en suspension, depuis les versants jusqu'à l'exutoire et de déterminer l'évolution des processus érosifs dominants à travers le bassin.

Une attention particulière a été portée, au cours de ces travaux de thèse, à la caractérisation des apports atmosphériques de radionucléides à la surface des sols durant les évènements étudiés, notamment via la mise place de l'échantillonnage de la pluie et de la récupération des radionucléides qu'elle contient. Les tests en laboratoire et sur le terrain ont permis de montrer que (1) la récupération du ^7Be par co-précipitation et séchage du précipité permet de réduire considérablement le volume d'échantillon à transporter tout en garantissant un bon rendement ; (2) les radionucléides de la pluie s'adsorbent intégralement et très rapidement sur les

particules de sol (en moins de quelques minutes) ; (3) le ruissellement issu d'une micro-parcelle de 1 m² présente un rapport $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ similaire à celui de la pluie qui l'engendre. Ces expériences préliminaires confirment donc que les hypothèses qui sous-tendent l'utilisation du marquage en radionucléides sont pertinentes pour étudier les transferts sédimentaires dans ce contexte.

Durant la thèse, trois missions ont été réalisées sur le site d'étude en mai-juin 2012, décembre 2012 et mai-juin 2013 (au total : 36 jours de terrain). Au cours de ces campagnes de terrain, les sources potentielles de sédiments ont été échantillonnées et trois crues de début de mousson (une en 2012 et deux en 2013) ont été suivies et analysées.

Crue du 23 mai 2012

Les résultats obtenus à l'aide des radionucléides montrent la validité et l'intérêt de leur utilisation en contexte tropical pour contraindre la dynamique des sédiments lors des crues de début de mousson dans un petit bassin versant. Ils soulignent la contribution de différents processus de transfert de matière et ont permis de quantifier la remobilisation des sédiments du lit (dépourvus de ^7Be) et la part des sédiments qui viennent d'être érodés à la surface des sols (fortement marqués en ^7Be). Le marquage très contrasté des particules lors de la première crue érosive de l'année permet de bien mettre en évidence l'influence du stockage des sédiments dans les zones de dépôts (lit du cours d'eau et marécages). L'analyse des sols a confirmé que les activités en ^{137}Cs permettaient de discriminer les particules emportées par l'érosion en nappe (arrachées à la surface du sol par le ruissellement) de celles provenant de l'érosion des sols de subsurface ou des berges. Les échantillons collectés au niveau de la station aval semblent contenir une part non négligeable de sédiments marqués en ^7Be mais dépourvus de ^{137}Cs et appauvris en $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, susceptibles de provenir de dépôt exposés à l'air libre de matériaux provenant de berges effondrées ou de sols remaniés. La caractérisation combinée du carbone organique particulaire (COP) et de l'activité en ^{137}Cs des particules a permis de mettre en évidence la prédominance de l'érosion des sols de surface marqués par leur signature C_3 à l'amont, et l'augmentation de la contribution de l'érosion des berges (marquées par une végétation C_4) dans la partie aval du bassin. De plus, les valeurs les plus élevées des taux d'exportation de sédiments (43,3 Mg

km⁻²) et de COP (0,83 MgC km⁻²), du coefficient de ruissellement (11,7 %) et du pourcentage d'eau de ruissellement dans l'écoulement total (78-100 %) ont été observées au niveau de la station drainant en grande partie des versants sous teck. Les teneurs en carbone mesurées et les flux de COP calculés dans le cadre de cette thèse sont beaucoup plus élevés que ceux qui avaient été estimés lors de travaux réalisés il y a 10 ans dans le même bassin versant, lorsque la surface couverte de teck y était beaucoup plus faible (2,5 % de la surface totale du bassin en 2002-2003 contre 32 % en 2012). Ainsi, à l'aval, le taux d'exportation spécifique de carbone lors d'une seule crue en 2012 s'est révélé être 2,6 fois plus important que celui observé au cours de l'année hydrologique 2002-2003 (34 crues érosives). Le fait que la crue survienne après la période de défrichage par abattis-brûlis peut également contribuer à expliquer l'ampleur des transferts de carbone mesurés en 2012.

Crues de juin 2013

Lors des deux crues de juin 2013, la variabilité spatio-temporelle des apports de ⁷Be et ²¹⁰Pb par les précipitations a pu être analysée et quantifiée. Ces résultats indiquent qu'il est indispensable de mesurer le signal d'entrée du marquage ⁷Be/²¹⁰Pb de chaque événement et qu'il est préférable, pour ce faire, de réaliser un échantillonnage en plusieurs points du bassin plutôt que de collecter des échantillons successifs en un seul point. Le couplage de l'analyse des radionucléides avec la détermination du $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie a permis de comprendre l'historique du déplacement des masses d'air associées aux précipitations. En outre, la connaissance de l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de pluie est nécessaire pour pouvoir utiliser ce paramètre dans la séparation des hydrogrammes de crue.

La propagation des deux crues (d'amplitudes relativement faibles) a été analysée à travers un emboîtement de 10 stations prolongeant la zone d'étude vers l'aval. Elle a permis de mettre en évidence, comme lors de la crue de 2012, les différences de processus d'érosion dominants entre l'amont et l'aval du bassin versant. La zone supplémentaire intégrée dans cette étude comprend notamment un affluent important, équipé d'un barrage, et des sections du cours d'eau bordées de zones résidentielles. Les taux d'érosion spécifiques estimés lors de ces événements suggèrent une sensibilité accrue à l'érosion dans la section aval qui pourrait être due aux changements d'occupation du sol observés dans cette partie du bassin. En effet,

Conclusion générale et perspectives

un site de construction avait récemment été mis en place au bord de la rivière, et les plantations de teck sur les versants représentent désormais environ 40 % de la surface dans cette partie aval de 1,2 km² où les orages auraient engendré, selon nos estimations, une perte d'environ 90 Mg km⁻² de sédiments exportés par la Houay Xon en quatre jours. La répartition au sein du bassin des taux d'exportation de sédiments estimés est fortement liée à la distribution spatiale des pluies lors des événements considérés.

Perspectives

L'approche choisie s'est avérée particulièrement pertinente dans ce contexte et, à l'avenir, la combinaison de traceurs proposée dans le cadre de cette thèse pourrait être appliquée pour caractériser le devenir des matières en suspension lors des crues qui surviennent plus tard dans la saison des pluies, ou le long d'un continuum de stations drainant une superficie encore plus importante (par exemple jusqu'à la confluence avec le Mékong). La mise au point d'un système automatique permettant d'échantillonner la décrue (ou la mobilisation d'importants moyens humains) sera dans ce cas probablement nécessaire, le rallongement du trajet entre les stations compliquant la collecte manuelle des échantillons d'eau de rivière lors de la décrue.

Par ailleurs, de nombreux points restent à éclaircir, en particulier la relation entre le type d'occupation des sols (notamment l'extension et la nature du couvert végétal) et le marquage effectif des particules de sol par les pluies. Dans le cas particulier du traçage des sédiments, la caractérisation de la signature du ruissellement provenant de versants caractérisés par des occupations du sol différentes au cours des crues étudiées pourrait constituer une alternative avantageuse à la mesure des apports par la pluie.

Le prélèvement du ruissellement transitant par les ravines durant les crues et leur analyse à l'aide de la combinaison des paramètres utilisés dans cette thèse permettrait également de vérifier les hypothèses concernant la signature des sédiments qu'elles produisent et de quantifier leur rôle (source de sédiment ou simple voie de transfert augmentant la connectivité hydro-sédimentaire des versants avec le cours d'eau) selon la période et l'occupation du sol associée.

Conclusion générale et perspectives

Concernant la gestion de l'érosion dans ce bassin versant, la mise en place d'une station permanente au niveau de HX2 (ou plus à l'aval) paraît souhaitable afin de quantifier à long terme l'évolution de l'érodabilité des versants dans la moitié aval du site d'étude, en particulier si la surface couverte en teck continue d'augmenter au cours des prochaines décennies. Cette hypothèse semble parfaitement plausible étant donné la volonté politique d'utiliser ces cultures de rente pour augmenter les revenus des populations. Des études approfondies sur les impacts réels de ces plantations de teck sur l'érosion des sols sont donc nécessaires et importantes afin de permettre aux populations et aux décideurs de faire des choix de gestion en pleine connaissance des risques associés à la mise en place de ces cultures, souvent présentées comme des mesures de « reforestation » censées lutter contre l'érosion des sols.

Compte-tenu des avantages et inconvénients des différents paramètres utilisés qui ont pu être mis en évidence au cours de cette thèse, quelques préconisations peuvent être formulées pour le traçage des sédiments en contexte tropical montagneux. La combinaison des radionucléides et de la composition de la matière organique permet de caractériser les sources de matières en suspension. Il paraît judicieux de continuer à caractériser les isotopes stables de l'eau et la conductivité électrique, en s'efforçant néanmoins de mieux contraindre la signature (en particulier l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$) de l'écoulement de base de la rivière avant et après la crue, du ruissellement durant la crue et des masses d'eaux souterraines connectées au cours d'eau afin de pouvoir réaliser une séparation des hydrogrammes à l'échelle du bassin de la Houay Xon. La connaissance de la distribution granulométrique est également importante et devrait être approfondie et analysée *via* d'autres paramètres que le seul d_{50} . Des sols et des sédiments de couleurs contrastées, provenant de différentes parties du bassin de la Houay Xon, ont été observés. Les signatures infra-rouge des différentes sources pourraient être suffisamment distinctes pour réaliser une analyse par DRIFTS (*Diffuse Reflectance Infrared Fourier Transform Spectrometry*) sur ce site, et apporter d'autres informations, à un coût bien moindre, sur l'origine des matières en suspension.

De plus, une analyse de la signature ^{14}C des sols et des MES permettrait de quantifier la part de carbone organique particulaire exportée d'origine fossile, et

Conclusion générale et perspectives

d'approfondir la compréhension des processus régissant le cycle terrestre du carbone dans les bassins versants tropicaux.

Par ailleurs, il semblerait intéressant de prolonger l'étude vers l'aval jusqu'à la confluence avec le Mékong, afin d'intégrer le bassin de la Nam Dong et la partie la plus urbanisée de celui de la Houay Xon. En outre, l'étude du devenir des matières exportées par ces bassins dans le Mékong constitue un autre axe d'investigations potentielles, pour lesquelles la combinaison de traceurs utilisée au cours de cette thèse pourrait être adaptée. Il est également important de développer des méthodes permettant une meilleure caractérisation des sources et de la dynamique des matières exportées par les grands fleuves tropicaux tels que le Mékong, qui apporte une contribution majeure aux transferts continentaux particuliers vers l'océan. En effet, ces transferts latéraux de carbone restent mal contraints tant dans le temps que dans l'espace, bien qu'ils se trouvent au cœur des préoccupations environnementales actuelles.

Références bibliographiques

Liste des références bibliographiques

- Alewell, C., Meusburger, K., Brodbeck, M., Bänninger, D., 2008. Methods to describe and predict soil erosion in mountain regions. *Landsc. Urban Plan.* 88, 46–53.
- Alewell, C., Meusburger, K., Juretzko, G., Mabit, L., Ketterer, M.E., 2013. Suitability of $^{239+240}\text{Pu}$ and ^{137}Cs as tracers for soil erosion assessment in mountain grasslands. *Chemosphere* 10–16.
- Araguas-Araguas, L., Froehlich, K., Rozanski, K., 1998. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *J. Geophys. Res.* 103, 28721–28742.
- Arrouays, D., Balesdent, J., Mariotti, A., Girardin, C., 1995. Modelling organic carbon turnover in cleared temperate forest soils converted to maize cropping by using ^{13}C natural abundance measurements. *Plant Soil* 173, 191–196.
- Assouline, S., Ben-Hur, M., 2006. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. *Catena* 66, 211–220.
- Balesdent, J., 1991. Estimation du renouvellement du carbone des sols par mesure isotopique ^{13}C : Précision, risque de biais. *Cah. Orstom, sér. Pédol.* XXVI, 315–326.
- Balesdent, J., Girardin, C., Mariotti, A., 1993. Site-Related $\delta^{13}\text{C}$ of Tree Leaves and Soil Organic Matter in a Temperate Forest. *Ecology* 74, 1713–1721.
- Balesdent, J., Mariotti, A., 1996. Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundance, in: Boutton, T.W., Yamasaki, S. (Ed.), *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel Dekker, New York, pp. 83–111.
- Baskaran, M., 2011. Po-210 and Pb-210 as atmospheric tracers and global atmospheric Pb-210 fallout: a review. *J. Environ. Radioact.* 102, 500–13.
- Batjes, N.H., 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.* 47, 151–163.
- Bellanger, B., Huon, S., Velasquez, F., Vallès, V., Girardin, C., Mariotti, A., 2004. Monitoring soil organic carbon erosion with $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ on experimental field plots in the Venezuelan Andes. *Catena* 58, 125–150.
- Ben Slimane, A., Raclot, D., Evrard, O., Sanaa, M., Lefèvre, I., Ahmadi, M., Tounsi, M., Rumpel, C., Ben Mammou, A., Le Bissonnais, Y., 2013. Fingerprinting sediment sources in the outlet reservoir of a hilly cultivated catchment in Tunisia. *J. Soils Sediments* 13, 801–815.
- Benmansour, M., Nouria, A., Bouksirat, H., Duchemin, M., El Oumri, M., Mossadek, R., Benkdad, A., Ibn Majah, M., 2011. Estimates of long and short-term rates of soil erosion using ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^7Be measurements: case study of one agricultural field in semi-arid West Morocco, in: *Impact of Soil Conservation Measures on Erosion Control and Soil Quality*. International Atomic Energy Agency Publication IAEA-TECDOC-1665, pp. 159–174.

Liste des références bibliographiques

- Bianchi, T.S., Wysocki, L. A., Stewart, M., Filley, T.R., McKee, B. A., 2007. Temporal variability in terrestrially-derived sources of particulate organic carbon in the lower Mississippi River and its upper tributaries. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 4425–4437.
- Bleeker, B.W., Dansgaard, W., Lablans, W.N., 1966. Some remarks on simultaneous measurements of particulate contaminants including radioactivity and isotopic composition of precipitation. *Tellus* 18, 773–785.
- Bonniwell, E.C., Matisoff, G., Whiting, P.J., 1999. Determining the times and distances of particle transit in a mountain stream using fallout radionuclides. *Geomorphology* 27, 75–92.
- Bourcier, L., Masson, O., Laj, P., Pichon, J.M., Paulat, P., Freney, E., Sellegri, K., 2011. Comparative trends and seasonal variation of ^7Be , ^{210}Pb and ^{137}Cs at two altitude sites in the central part of France. *J. Environ. Radioact.* 102, 294–301.
- Braakhekke, M.C., Beer, C., Hoosbeek, M.R., Reichstein, M., Kruijt, B., Schrumpf, M., Kabat, P., 2011. SOMPROF: A vertically explicit soil organic matter model. *Ecol. Modell.* 222, 1712–1730.
- Brand, J., Pfund, J.L., 1998. Site-and watershed-level assessment of nutrient dynamics under shifting cultivation in eastern Madagascar 71.
- Bricquet, J.-P., Boonsaner, A., Bouahom, B., Toan, T.D., 2003. Statistical Analysis of Long Series Rainfall Data: A Regional Study in South-East Asia, in: Maglinao, A.R., Valentin, C., Penning de Vries, F. (Eds.), *From Soil Research to Land and Water Management: Harmonizing People and Nature: Proceedings of the IWMI-ADB Project Annual Meeting and 7th MSEC Assembly*. Vientiane (LAO). IWMI-ADB Project Annual Meeting; MSEC Assembly, 7., Vientiane (LAO), pp. 83–89.
- Brigham, M.E., McCullough, C.J., Wilkinson, P., 2001. Analysis of Suspended-Sediment Concentrations and Radioisotope Levels in the Wild Rice River Basin, Northwestern Minnesota, 1973 – 98, Water-Resources Investigations Report.
- Bruijnzeel, L.A., 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? *Agric. Ecosyst. Environ.* 104, 185–228.
- Buttle, J.M., 1994. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Prog. Phys. Geogr.* 18, 16–41.
- Cai, D.-L., Tan, F.C., Edmond, J.M., 1988. Sources and Transport of Particulate Organic Carbon in the Amazon River and Estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 26, 1–14.
- Caillet, S., Arpagaus, P., Monna, F., Dominik, J., 2001. Factors controlling ^7Be and ^{210}Pb atmospheric deposition as revealed by sampling individual rain events in the region of Geneva, Switzerland. *J. Environ. Radioact.* 53, 241–56.
- Calder, I.R., 2001. Canopy processes: implications for transpiration, interception and splash induced erosion, ultimately for forest management and water resources. *Plant Ecol.* 153, 203–214.

Liste des références bibliographiques

- Cazala, C., Reyss, J.L., Decossas, J.L., Royer, A., 2003. Improvement in the determination of ^{238}U , $^{228-234}\text{Th}$, $^{226-228}\text{Ra}$, ^{210}Pb , and ^7Be by gamma spectrometry on evaporated fresh water samples. *Environ. Sci. Technol.* 37, 4990–4993.
- Celle-Jeanton, H., Travi, Y., Blavoux, B., 2001. Isotopic typology of the precipitation in the Western Mediterranean Region at three different time scales. *Geophys. Res. Lett.* 28, 1215–1218.
- Cerling, T.E., Harris, J.M., Macfadden, B.J., Leahey, M.G., Quade, J., Eisenmann, V., Ehleringer, J.R., 1997. Global vegetation change through the Miocene / Pliocene boundary. *Nature* 389, 153–158.
- Chaplot, V., Coadoulebrozec, E., Silvera, N., Valentin, C., 2005a. Spatial and temporal assessment of linear erosion in catchments under sloping lands of northern Laos. *Catena* 63, 167–184.
- Chaplot, V., Giboire, G., Marchand, P., Valentin, C., 2005b. Dynamic modelling for linear erosion initiation and development under climate and land-use changes in northern Laos. *Catena* 63, 318–328.
- Chaplot, V., Khampaseuth, X., Valentin, C., Le Bissonnais, Y., 2007. Interrill erosion in the sloping lands of northern Laos subjected to shifting cultivation. *Earth Surf. Process. Landforms* 32, 415–428.
- Chaplot, V., Podwojewski, P., Phachomphon, K., Valentin, C., 2009. Soil Erosion Impact on Soil Organic Carbon Spatial Variability on Steep Tropical Slopes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73, 769.
- Chaplot, V., Poesen, J., 2012. Sediment, soil organic carbon and runoff delivery at various spatial scales. *Catena* 88, 46–56.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1988. *Applied hydrology*. McGraw Hill Book Co.
- Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R.P., Vogt, R.D., Andersen, S., 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - a step towards second-generation acidification models. *J. Hydrol.* 116, 307–320.
- Ciffroy, P., Reyss, J.L., Siclet, F., 2003. Determination of the residence time of suspended particles in the turbidity maximum of the Loire estuary by ^7Be analysis. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 57, 553–568.
- Clark, I.D., Fritz, P., 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, Boca Raton, FL.
- Collins, A.L., Zhang, Y., McChesney, D., Walling, D.E., Haley, S.M., Smith, P., 2012. Sediment source tracing in a lowland agricultural catchment in southern England using a modified procedure combining statistical analysis and numerical modelling. *Sci. Total Environ.* 414, 301–17.
- Collins, A.L., Walling, D.E., 2002. Selecting fingerprint properties for discriminating potential suspended sediment sources in river basins. *J. Hydrol.* 261, 218–244.

Liste des références bibliographiques

- Collins, A.L., Walling, D.E., Leeks, G.J.L., 1997. Source type ascription for fluvial suspended sediment based on a quantitative composite fingerprinting technique. *Catena* 29, 1–27.
- Collins, A.L., Walling, D.E., Sickingabula, H.M., Leeks, G.J.L., 2001. Suspended sediment source fingerprinting in a small tropical catchment and some management implications. *Appl. Geogr.* 21, 387–412.
- Collins, A.L., Walling, D.E., Webb, L., King, P., 2010. Apportioning catchment scale sediment sources using a modified composite fingerprinting technique incorporating property weightings and prior information. *Geoderma* 155, 249–261.
- Collins, R.U., Neal, C., 1998. The hydrochemical impacts of terraced agriculture, Nepal. *Sci. Total Environ.* 212, 233–243.
- Conaway, C.H., Storlazzi, C.D., Draut, A.E., Swarzenski, P.W., 2013. Short-term variability of ^7Be atmospheric deposition and watershed response in a Pacific coastal stream, Monterey Bay, California, USA. *J. Environ. Radioact.* 120, 94–103.
- Conen, F., Zimmermann, M., Leifeld, J., Seth, B., Alewell, C., 2008. Relative stability of soil carbon revealed by shifts in $\delta^{15}\text{N}$ and C : N ratio. *Biogeosciences* 5, 123–128.
- Copard, Y., Amiotte-Suchet, P., Di-Giovanni, C., 2007. Storage and release of fossil organic carbon related to weathering of sedimentary rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 258, 345–357.
- Coplen, T.B., Kendall, C., Hopple, J., 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature* 302, 236–238.
- Costa-cabral, M.C., Richey, J.E., Goteti, G., Lettenmaier, D.P., Feldk, C., 2008. Landscape structure and use, climate, and water movement in the Mekong River basin. *Hydrol. Process.* 22, 1731–1746.
- Craig, H., 1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 3, 53–92.
- Dansgaard, W., 1953. The Abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapour. *Tellus* 5, 461–469.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468.
- Davis, C.M., Fox, J.F., 2009. Sediment fingerprinting: review of the method and future improvements for allocating nonpoint source pollution. *J. Environ. Eng.* 135, 490.
- Degens, E.T., Kempe, S., Richey, J.E., 1991. SCOPE 42: Biogeochemistry of major world rivers.
- Delmas, M., Pak, L.T., Cerdan, O., Souchère, V., Le Bissonnais, Y., Couturier, a., Sorel, L., 2012. Erosion and sediment budget across scale: A case study in a catchment of the European loess belt. *J. Hydrol.* 420–421, 255–263.

Liste des références bibliographiques

- Descroix, L., González Barrios, J.L., Viramontes, D., Poulenard, J., Anaya, E., Esteves, M., Estrada, J., 2008. Gully and sheet erosion on subtropical mountain slopes: Their respective roles and the scale effect. *Catena* 72, 325–339.
- Desjardins, T., Andreux, F., Volkoff, B., Cerri, C.C., 1994. Organic carbon and ^{13}C contents in soils and soil size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. *Geoderma* 61, 103–118.
- Dixon, R.K., Brown, S., Houghton, R.A., Solomon, A.M., Trexler, M.C., Wisniewski, J., 1994. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science* 263, 185–191.
- Dominik, J., Burrus, D., Vernet, J.-P., 1987. Transport of the environmental radionuclides in an alpine watershed. *Earth Planet. Sci. Lett.* 84, 165–180.
- Downing, J.A., Cole, J.J., Middelburg, J.J., Striegl, R.G., Duarte, C.M., Kortelainen, P., Prairie, Y.T., Laube, K. A., 2008. Sediment organic carbon burial in agriculturally eutrophic impoundments over the last century. *Global Biogeochem. Cycles* 22, 1–10.
- Dupin, B., de Rouw, A., Phantavong, K.B., Valentin, C., 2009. Assessment of tillage erosion rates on steep slopes in northern Laos. *Soil Tillage Res.* 103, 119–126.
- Duvert, C., Gratiot, N., Evrard, O., Navratil, O., Némery, J., Prat, C., Esteves, M., 2010. Drivers of erosion and suspended sediment transport in three headwater catchments of the Mexican Central Highlands. *Geomorphology* 123, 243–256.
- Ellis, E.E., Keil, R.G., Ingalls, A.E., Richey, J.E., Alin, S.R., 2012. Seasonal variability in the sources of particulate organic matter of the Mekong River as discerned by elemental and lignin analyses. *J. Geophys. Res.* 117, G01038.
- Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* 4, 213–224.
- Evrard, O., Navratil, O., Ayrault, S., Ahmadi, M., Némery, J., Legout, C., Lefèvre, I., Poirel, A., Bonté, P., Esteves, M., 2011. Combining suspended sediment monitoring and fingerprinting to determine the spatial origin of fine sediment in a mountainous river catchment. *Earth Surf. Process. Landforms* 36, 1072–1089.
- Evrard, O., Némery, J., Gratiot, N., Duvert, C., Ayrault, S., Lefèvre, I., Poulenard, J., Prat, C., Bonté, P., Esteves, M., 2010. Sediment dynamics during the rainy season in tropical highland catchments of central Mexico using fallout radionuclides. *Geomorphology* 124, 42–54.
- Evrard, O., Poulenard, J., Némery, J., Ayrault, S., Gratiot, N., Duvert, C., Prat, C., Lefèvre, I., Bonté, P., Esteves, M., 2013. Tracing sediment sources in a tropical highland catchment of central Mexico by using conventional and alternative fingerprinting methods. *Hydrol. Process.* 27, 911–922.
- FAO, 2006. World Reference Base for Soil Resources 2006. A Framework for International Classification, Correlation and Communication. Vol. 103. Roma, Italy.
- Ferrio, J.P., Resco, V., Williams, D.G., Serrano, L., Voltas, J., 2005. Stable isotopes in arid and semi-arid forest systems. *Invest. Agrar. Sist. Recur. For.* 14, 371–382.

Liste des références bibliographiques

- Foster, I.D.L., Lees, J.A., 2000. Tracers in geomorphology: theory and applications in tracing fine particulate sediments, in: Foster, I.D.L. (Ed.), Tracers in Geomorphology. JohnWiley & Sons, Chichester, UK, pp. 3–20.
- Fry, B., 1991. Stable Isotope Diagrams of Freshwater Food Webs. *Ecology* 72, 2293–2297.
- Fukuyama, T., Takenaka, C., Onda, Y., 2005. ^{137}Cs loss via soil erosion from a mountainous headwater catchment in central Japan. *Sci. Total Environ.* 350, 238–47.
- Furuichi, T., Wasson, R.J., 2013. Caesium-137 in Southeast Asia: Is there enough left for soil erosion and sediment redistribution studies? *J. Asian Earth Sci.* 77, 108–116.
- Gaspar, L., Navas, a., Machín, J., Walling, D.E., 2013. Using $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ measurements to quantify soil redistribution along two complex toposequences in Mediterranean agroecosystems, northern Spain. *Soil Tillage Res.* 130, 81–90.
- Gateuille, D., Evrard, O., Lefevre, I., Moreau-Guigon, E., Alliot, F., Chevreuil, M., Mouchel, J.-M., 2014. Mass balance and decontamination times of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in rural nested catchments of an early industrialized region (Seine River basin, France). *Sci. Total Environ.* 470-471, 608–17.
- Gibbs, H.K., Ruesch, A.S., Achard, F., Clayton, M.K., Holmgren, P., Ramankutty, N., Foley, J.A., 2010. Tropical forests were the primary sources of new agricultural land in the 1980s and 1990s. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 107, 16732–7.
- Gil-Garcia, C., Rigol, A., Vidal, M., 2009. New best estimates for radionuclide solid-liquid distribution coefficients in soils, Part 1: radiostrontium and radiocaesium. *J. Environ. Radioact.* 100, 690–696.
- Girardin, C., Mariotti, A., 1991. Analyse isotopique du ^{13}C en abondance naturelle un système automatique avec robot préparateur. *Cah. Orstom, sér. Pédol.* vol. XXVI,, 371–380.
- Goldsmith, S.T., Carey, A.E., Lyons, W.B., Kao, S.-J., Lee, T.-Y., Chen, J., 2008. Extreme storm events, landscape denudation, and carbon sequestration: Typhoon Mindulle, Choshui River, Taiwan. *Geology* 36, 483–486.
- Gonfiantini, R., 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534–536.
- González-Gómez, C., Azahra, M., López-Peñalver, J.J., Camacho-García, a, El Bardouni, T., Boukhal, H., 2006. Seasonal variability in ^7Be depositional fluxes at Granada, Spain. *Appl. Radiat. Isot.* 64, 228–34.
- Gourdin, E., Evrard, O., Huon, S., Reyss, J.-L., Ribolzi, O., Bariac, T., Sengtaheuanghoung, O., Ayrault, S., 2014a. Spatial and temporal variability of ^7Be and ^{210}Pb wet deposition during four successive monsoon storms in a catchment of northern Laos. *J. Environ. Radioact.* 136, 195–205.

Liste des références bibliographiques

- Gourdin, E., Evrard, O., Huon, S., Lefèvre, I., Ribolzi, O., Reyss, J.-L., Sengtaheuanghoung, O., Ayrault, S., 2014b. Suspended sediment dynamics in a Southeast Asian mountainous catchment: combining river monitoring and fallout radionuclide tracers. *J. Hydrol.* 519, 1811–1823.
- Gourdin, E., Huon, S., Evrard, O., Ribolzi, O., Bariac, T., Sengtaheuanghoung, O., Ayrault, S., 2014c. Sources and export of particle-borne organic matter during a monsoon flood in a catchment of northern Laos. *Biogeosciences Discuss.* 11, 9341–9378. Under review.
- Grangeon, T., Legout, C., Esteves, M., Gratiot, N., Navratil, O., 2012. Variability of the particle size of suspended sediment during highly concentrated flood events in a small mountainous catchment. *J. Soils Sediments* 12, 1549–1558.
- Graz, Y., Di-Giovanni, C., Copard, Y., Mathys, N., Cras, A., Marc, V., 2012. Annual fossil organic carbon delivery due to mechanical and chemical weathering of marly badlands areas, *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Gurnell, A.M., 2007. Analogies between mineral sediment and vegetative particle dynamics in fluvial systems. *Geomorphology* 89, 9–22.
- Gutiérrez-Villanueva, J.L., Martín-Martín, A., Peña, V., Iniguez, M.P., de Celis, B., de la Fuente, R., 2008. Calibration of a portable HPGe detector using MCNP code for the determination of ^{137}Cs in soils. *J. Environ. Radioact.* 99, 1520–4.
- Haddadchi, A., Ryder, D.S., Evrard, O., Olley, J., 2013. Sediment fingerprinting in fluvial systems : review of tracers, sediment sources and mixing models. *Int. J. Sediment Res.* 28, 560–578.
- Harris, D.M., McDonnell, J.J., Rodhe, A., 1995. Hydrograph separation using continuous open system isotope mixing. *Water Resour. Res.* 31, 157–171.
- He, Q., Walling, D.E., 1996. Interpreting Particle Size Effects in the Adsorption of ^{137}Cs and Unsupported ^{210}Pb by Mineral Soils and Sediments. *J. Environ. Radioact.* 30, 117–137.
- Heidel, S.G., 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Trans. Am. Geophys. Union* 37, 56–66.
- Hilton, R.G., Galy, A., Hovius, N., 2008. Riverine particulate organic carbon from an active mountain belt: Importance of landslides. *Global Biogeochem. Cycles* 22.
- Hilton, R.G., Galy, A., Hovius, N., Horng, M.-J., Chen, H., 2010. The isotopic composition of particulate organic carbon in mountain rivers of Taiwan. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 3164–3181.
- Houghton, R.A., 1991. Tropical deforestation and atmospheric carbon dioxide. *Clim. Change* 19, 99–118.
- Hsu, F.-H., Su, C.-C., Wang, C.-H., Lin, S., Liu, J., Huh, C.-A., 2014. Accumulation of terrestrial organic carbon on an active continental margin offshore southwestern Taiwan: Source-to-sink pathways of river-borne organic particles. *J. Asian Earth Sci.*

Liste des références bibliographiques

- Huang, D., Du, J., Zhang, J., 2011. Particle dynamics of ^7Be , ^{210}Pb and the implications of sedimentation of heavy metals in the Wenjiao/Wenchang and Wanquan River estuaries, Hainan, China. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 93, 431–437.
- Huang, T.-H., Fu, Y.-H., Pan, P.-Y., Chen, C.-T.A., 2012. Fluvial carbon fluxes in tropical rivers. *Curr. Opin. Environ. Sustain.* 4, 162–169.
- Huh, C., Su, C.-C., 2004. Distribution of fallout radionuclides (^7Be , ^{137}Cs , ^{210}Pb and $^{239,240}\text{Pu}$) in soils of Taiwan. *J. Environ. Radioact.* 77, 87–100.
- Huh, C.-A., Su, C.-C., Shiau, L.-J., 2006. Factors controlling temporal and spatial variations of atmospheric deposition of ^7Be and ^{210}Pb in northern Taiwan. *J. Geophys. Res.* 111, D16304.
- Huisman, N.L.H., Karthikeyan, K.G., Lamba, J., Thompson, A.M., Peaslee, G., 2013. Quantification of seasonal sediment and phosphorus transport dynamics in an agricultural watershed using radiometric fingerprinting techniques. *J. Soils Sediments* 13, 1724–1734.
- Huon, S., Bellanger, B., Bonté, P., Sogon, S., Podwojewski, P., Girardin, C., Valentin, C., de Rouw, A., Velasquez, F., Bricquet, J.-P., Mariotti, A., 2006. Monitoring soil organic carbon erosion with isotopic tracers: two case studies on cultivated tropical catchments with steep slopes (Laos, Venezuela), in: B.A., R.E.; L.R.; B.B.; F.C.; S. (Ed.), *Soil Erosion and Carbon Dynamics*. CRC Press, Boca Raton, Florida (USA), pp. 301–328.
- Huon, S., de Rouw, A., Bonté, P., Robain, H., Valentin, C., Lefèvre, I., Girardin, C., Le Troquer, Y., Podwojewski, P., Sengtaheuanghoung, O., 2013. Long-term soil carbon loss and accumulation in a catchment following the conversion of forest to arable land in northern Laos. *Agric. Ecosyst. Environ.* 169, 43–57.
- Huon, S., Grousset, F.E., Burdloff, D., Bardoux, G., Mariotti, A., 2002. Sources of fine-sized organic matter in North Atlantic Heinrich layers: $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ tracers. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 223–239.
- Ioannidou, A., Papastefanou, C., 2006. Precipitation scavenging of ^7Be and ^{137}Cs radionuclides in air. *J. Environ. Radioact.* 85, 121–36.
- Ishikawa, Y., Murakami, H., Sekine, T., Yoshihara, K., 1995. Precipitation scavenging studies of radionuclides in air using cosmogenic ^7Be . *J. Environ. Radioact.* 26, 19–36.
- Iurian, A.R., Mabit, L., Begy, R., Cosma, C., 2013. Comparative assessment of erosion and deposition rates on cultivated land in the Transylvanian Plain of Romania using ^{137}Cs and ^{210}Pb . *J. Environ. Radioact.*
- Iurian, A.-R., Toloza, A., Adu-Gyamfi, J., Cosma, C., 2013. Spatial distribution of ^7Be in soils of Lower Austria after heavy rains. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 298, 1857–1863.
- Jagercikova, M., Evrard, O., Balesdent, J., Lefèvre, I., Cornu, S., 2014. Modeling the migration of fallout radionuclides to quantify the contemporary transfer of fine particles in Luvisol profiles under different land uses and farming practices. *Soil Tillage Res.* 140, 82–97.

Liste des références bibliographiques

- Janeau, J.-L., Bricquet, J.-P., Planchon, O., Valentin, C., 2003. Soil crusting and infiltration on steep slopes in northern Thailand. *Eur. J. Soil Sci.* 54, 543–553.
- Jobbagy, E.G., Jackson, R.B., 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol. Appl.* 10, 423–436.
- Junge, B., Mabit, L., Dercon, G., Walling, D.E., Abaidoo, R., Chikoye, D., Stahr, K., 2010. First use of the ^{137}Cs technique in Nigeria for estimating medium-term soil redistribution rates on cultivated farmland. *Soil Tillage Res.* 110, 211–220.
- Kao, S.J., Liu, K.K., 1997. Fluxes of dissolved and nonfossil particulate organic carbon from an Oceania small river (Lanyang Hsi) in Taiwan. *Biogeochemistry* 39, 255–269.
- Kao, S.J., Liu, K.K., 2000. Stable carbon and nitrogen isotope systematics in a human-disturbed watershed (Lanyang-Hsi) in Taiwan and the estimation of biogenic particulate organic carbon and nitrogen fluxes. *Global Biogeochem. Cycles* 14, 189–198.
- Kendall, C., 1998. Tracing nitrogen sources and cycling in catchments, in: McDonnell, C.K. and J.J. (Ed.), *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Amsterdam, pp. 519–576.
- Kendall, C., Silva, S.R., Kelly, V.J., 2001. Carbon and nitrogen isotopic compositions of particulate organic matter in four large river systems across the United States. *Hydrol. Process.* 15, 1301–1346.
- Kiersch, B., Tognetti, S., 2002. Land-water linkages in rural watersheds: Results from the FAO electronic workshop. *L. Use Water Resour. Res.* 2, 1–6.
- Kim, B., Choi, K., Kim, C., Lee, U.-H., Kim, Y.-H., 2000. Effects of the summer monsoon on the distribution and loading of organic carbon in a deep reservoir, Lake Soyang, Korea. *Water Res.* 34, 3495–3504.
- Klaus, J., McDonnell, J.J., 2013. Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *J. Hydrol.* 505, 47–64.
- Koiter, A.J., Lobb, D. A., Owens, P.N., Petticrew, E.L., Tiessen, K.H.D., Li, S., 2013. Investigating the role of connectivity and scale in assessing the sources of sediment in an agricultural watershed in the Canadian prairies using sediment source fingerprinting. *J. Soils Sediments.* 13 (10), 1676–1691.
- Koiter, A.J., Owens, P.N., Petticrew, E.L., Lobb, D.A., 2013. The behavioural characteristics of sediment properties and their implications for sediment fingerprinting as an approach for identifying sediment sources in river basins. *Earth-Science Rev.* 125, 24–42.
- Lacoste, M., Michot, D., Viaud, V., Evrard, O., Walter, C., 2014. Combining ^{137}Cs measurements and a spatially distributed erosion model to assess soil redistribution in a hedgerow landscape in northwestern France (1960–2010). *Catena* 119, 78–89.
- Ladouche, B., Probst, A., Viville, D., Idir, S., Baqué, D., Loubet, M., Probst, J.-L., Bariac, T., 2001. Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). *J. Hydrol.* 242, 255–274.

Liste des références bibliographiques

- Lal, D., Malhotra, P.K., Peters, B., 1958. On the production of radioisotopes in the atmosphere by cosmic radiation and their application to meteorology. *J. Atmos. Terr. Phys.* 12, 306–328.
- Lal, R., 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environ. Int.* 29, 437–50.
- Lambs, L., 2000. Correlation of conductivity and stable isotope ^{18}O for the assessment of water origin in river system. *Chem. Geol.* 164, 161–170.
- Le Bissonnais, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *Eur. J. Soil Sci.* 47, 425–437.
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D., Daroussin, J., 1998. Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m^2 to small catchments. *Soil Tillage Res.* 46, 69–80.
- Le Cloarec, M.-F., Bonté, P., Lefèvre, I., Mouchel, J.-M., Colbert, S., 2007. Distribution of ^7Be , ^{210}Pb and ^{137}Cs in watersheds of different scales in the Seine River basin: Inventories and residence times. *Sci. Total Environ.* 375, 125–139.
- Lehmann, M.F., Bernasconi, S.M., Barbieri, A., McKenzie, J.A., 2002. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 3573–3584.
- Lenzi, M.A., Marchi, L., 2000. Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). *Catena* 39, 267–282.
- Lestrelin, G., Giordano, M., 2007. Upland development policy , livelihood change and land degradation : interactions from a laotian village. *L. Degrad. Dev.* 18, 55–76.
- Li, Y., Zhang, Q.W., Reicosky, D.C., Bai, L.Y., Lindstrom, M.J., Li, L., 2006. Using ^{137}Cs and ^{210}Pb for quantifying soil organic carbon redistribution affected by intensive tillage on steep slopes. *Soil Tillage Res.* 86, 176–184.
- Lischeid, G., Kolb, A., Alewell, C., 2002. Apparent translatory flow in groundwater recharge and runoff generation. *J. Hydrol.* 265, 195–211.
- Liu, G., Yang, M.Y., Warrington, D.N., Liu, P.L., Tian, J.L., 2011. Using beryllium-7 to monitor the relative proportions of interrill and rill erosion from loessal soil slopes in a single rainfall event. *Earth Surf. Process. Landforms* 36, 439–448.
- Loizeau, J.-L., Dominik, J., Luzzi, T., Vernet, J.-P., 1997. Sediment Core Correlation and Mapping of Sediment Accumulation Rates in Lake Geneva (Switzerland, France) Using Volume Magnetic Susceptibility. *J. Great Lakes Res.* 23, 391–402.
- Lozano, R.L., Hernández-Ceballos, M.A., Rodrigo, J.F., San Miguel, E.G., Casas-Ruiz, M., García-Tenorio, R., Bolívar, J.P., 2013. Mesoscale behavior of ^7Be and ^{210}Pb in superficial air along the Gulf of Cadiz (south of Iberian Peninsula). *Atmos. Environ.* 80, 75–84.
- Ludwig, W., Probst, J., Kempe, S., 1996. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochem. Cycles* 10, 23–41.

Liste des références bibliographiques

- Mabit, L., Benmansour, M., Walling, D.E., 2008. Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides ^{137}Cs , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^7Be for assessing soil erosion and sedimentation. *J. Environ. Radioact.* 99, 1799–1807.
- Manning, R., 1889. On the flow of water in open channels and pipes. *Trans. Inst. Civ. Eng. Irel.* 20, 161–207.
- Mano, V., Nemery, J., Belleudy, P., Poirel, A., 2009. Assessment of suspended sediment transport in four Alpine watersheds (France): influence of the climatic regime. *Hydrol. Process.* 777–792.
- Mariotti, A., Gadel, F., Giresse, P., Kinga-Mouzeo, 1991. Carbon isotope composition and geochemistry of particulate organic matter in the Congo River (Central Africa): Application to the study of Quaternary sediments off the mouth of the river. *Chem. Geol.* 86, 345–357.
- Mariotti, A., Lancelot, C., Billen, G., 1983. Natural isotopic composition of nitrogen as a tracer of origin for suspended organic matter in the Scheldt estuary. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 549–555.
- Mariotti, A., Pierre, D., Vedy, J.C., Bruckert, S., 1980. The abundance of natural Nitrogen 15 in the organic matter of soils. *Catena* 7, 293–300.
- Martinez, C., Hancock, G.R., Kalma, J.D., 2010. Relationships between ^{137}Cs and soil organic carbon (SOC) in cultivated and never-cultivated soils: An Australian example. *Geoderma* 158, 137–147.
- Masiello, C.A., Druffel, E.R.M., 2001. Carbon isotope geochemistry of the Santa Clara River. *Global Biogeochem. Cycles* 15, 407–416.
- Matisoff, G., 2014. ^{210}Pb as a tracer of soil erosion, sediment source area identification and particle transport in the terrestrial environment. *J. Environ. Radioact.*
- Matisoff, G., Bonniwell, E.C., Whiting, P.J., 2002. Radionuclides as indicators of sediment transport in agricultural watersheds that drain to Lake Erie. *J. Environ. Qual.* 31, 62–72.
- Matisoff, G., Wilson, C.G., Whiting, P.J., 2005. The $^7\text{Be}/^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ratio as an indicator of suspended sediment age or fraction new sediment in suspension. *Earth Surf. Process. Landforms* 30, 1191–1201.
- McDonnell, J.J., Bonell, M., Stewart, M.K., Pearce, A.J., 1990. Deuterium variations in storm rainfall: implications for stream hydrograph separation. *Water Resour. Res.* 26, 455–458.
- McGuire, K., McDonnell, J.J., 2004. Stable isotope tracers in watershed hydrology, in: *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*. pp. 334–373.
- McIntyre, D.S., 1958. Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. *Soil Sci.* 85, 261–266.
- McNeary, D., Baskaran, M., 2003. Depositional characteristics of ^7Be and ^{210}Pb in southeastern Michigan. *J. Geophys. Res.* 108, 4210.

Liste des références bibliographiques

- Meybeck, M., 1993. Riverine transport of atmospheric carbon: sources, global typology and budget. *Water. Air. Soil Pollut.* 70, 443–463.
- Meybeck, M., 2006. Origins and behaviors of carbon species in world rivers, in: B.A., R.E.; L.R.; B.B.; F.C.; S. (Ed.), *Soil Erosion and Carbon Dynamics*. CRC Press, Boca Raton. Florida (USA), pp. 209–238.
- Meybeck, M., Laroche, L., Dürr, H.H., Syvitski, J.P.M., 2003. Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Glob. Planet. Change* 39, 65–93.
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic / Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean : The Importance of Small Mountainous Rivers. *J. Geol.* 100, 525–544.
- Moore, H.E., Poet, S.E., Martell, E.A., 1973. ^{222}Rn , ^{210}Pb , ^{210}Bi , and ^{210}Po profiles and aerosol residence times versus altitude. *J. Geophys. Res.* 78, 7065–7075.
- Morgan, R.P.C., 2009. *Soil erosion and conservation*. John Wiley & Sons.
- Motha J.A., Wallbrink P.J., Hairsine P.B., G.R.B., 2002. Tracer properties of eroded sediment and source material. *Hydrol. Process.* 16, 1983–2000.
- MSEC, 1999. Managing Soil Erosion Consortium, Biophysical and socio-economic inventories. Houay Pano catchment, km 10 Village, Luang Prabang Province. Unpublished report. Vientiane Lao P.D.R.
- Nagle, G.N., Ritchie, J.C., 2004. Wheat field erosion rates and channel bottom sediment sources in an intensively cropped northeastern Oregon drainage basin. *L. Degrad. Dev.* 15, 15–26.
- Nakamura, R., 1971. Runoff analysis by electrical conductance of water. *J. Hydrol.* 14, 197–212.
- Narazaki, Y., Fujitaka, K., Igarashi, S., Ishikawa, Y., Fujinami, N., 2003. Seasonal variation of ^7Be deposition in Japan. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 256, 489–496.
- New, M., Hulme, M., Jones, P., 1999. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *J. Clim.* 12, 829–856.
- Nier, A.O., Gulbransen, E.A., 1939. Variations in the relative abundance of the carbon isotopes. *J. Am. Chem. Soc.* 61, 697–698.
- O'Driscoll, M. A., DeWalle, D.R., McGuire, K.J., Gburek, W.J., 2005. Seasonal ^{18}O variations and groundwater recharge for three landscape types in central Pennsylvania, USA. *J. Hydrol.* 303, 108–124.
- O'Leary, M.H., 1981. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry* 20, 553–567.
- Olley, J., Brooks, A., Spencer, J., Pietsch, T., Borombovits, D., 2013. Subsoil erosion dominates the supply of fine sediment to rivers draining into Princess Charlotte Bay , Australia. *J. Environ. Radioact.* 124, 121–129.

Liste des références bibliographiques

- Olley, J., Burton, J., Smolders, K., Pantus, F., Pietsch, T., 2012. The application of fallout radionuclides to determine the dominant erosion process in water supply catchments of subtropical South-east Queensland, Australia. *Hydrol. Process.* 27, 885–895.
- Olley, J.M., Murray, A.S., Mackenzie, D.H., Edwards, K., 1993. Identifying sediment sources in a gullied catchment using natural and anthropogenic radioactivity. *Water Resour. Res.* 29, 1037–1043.
- Olsen, C.R., Larsen, I.L., Lowry, P.D., Cutshall, N.H., Todd, J.F., Wong, G.T.F., Casey, W.H., 1985. Atmospheric fluxes and marsh- soil inventories of ^7Be and ^{210}Pb . *J. Geophys. Res. Atmos.* 90, 10487–10495.
- Omonode, R., Vyn, T., 2006. Vertical distribution of soil organic carbon and nitrogen under warm-season native grasses relative to croplands in west-central Indiana, USA. *Agric. Ecosyst. Environ.* 117, 159–170.
- Onda, Y., Kato, H., Hoshi, M., Takahashi, K., Nguyen, M.-L., 2014. Soil sampling and analytical strategies for mapping fallout in nuclear emergencies based on the Fukushima Dai-ichi Nuclear Power Plant accident. *J. Environ. Radioact.* 2–9.
- Onstad, G.D., Canfield, D.E., Quay, P.D., Hedges, J.I., 2000. Sources of particulate organic matter in rivers from the continental USA: Lignin phenol and stable carbon isotope compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 3539–3546.
- Owens, P.N., Walling, D.E., 1998. The use of a numerical mass-balance model to estimate rates of soil redistribution on uncultivated land from ^{137}Cs measurements. *J. Environ. Radioact.* 40 (2), 185–203.
- Papastefanou, C., Ioannidou, A., 1995. Aerodynamic size association of ^7Be in ambient aerosols. *J. Environ. Radioact.* 26, 273–282.
- Park, R., Epstein, S., 1960. Carbon isotope fractionation during photosynthesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 21, 110–126.
- Patin, J., Mouche, E., Ribolzi, O., Chaplot, V., Sengtahevonghoun, O., Latsachak, K.O., Soulléuth, B., Valentin, C., 2012. Analysis of runoff production at the plot scale during a long-term survey of a small agricultural catchment in Lao PDR. *J. Hydrol.* 426–427, 79–92.
- Peel, M.C., Finlayson, B.L., McMahon, T.A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1633–1644.
- Pham, M.K., Povinec, P.P., Nies, H., Betti, M., 2013. Dry and wet deposition of ^7Be , ^{210}Pb and ^{137}Cs in Monaco air during 1998–2010: seasonal variations of deposition fluxes. *J. Environ. Radioact.* 120, 45–57.
- Phan Ha, H.A., Huon, S., Henry des Tureaux, T., Orange, D., Jouquet, P., Valentin, C., De Rouw, A., Tran Duc, T., 2012. Impact of fodder cover on runoff and soil erosion at plot scale in a cultivated catchment of North Vietnam. *Geoderma* 177–178, 8–17.

Liste des références bibliographiques

- Pilgrim, D.H., Huff, D.D., Steele, T.D., 1979. Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Water Resour. Res.* 15, 329–339.
- Pinto, V.M., Pires, L.F., Bacchi, O.O.S., Arthur, R.C.J., Bruno, I.P., Reichardt, K., 2013. Spatial variability of ^7Be fallout for erosion evaluation. *Radiat. Phys. Chem.* 83, 1–7.
- Poesen, J., 1986. Surface sealing as influenced by slope angle and position of simulated stones in the top layer of loose sediments. *Earth Surf. Process. Landforms* 11, 1–10.
- Porto, P., Walling, D.E., Capra, A., 2014. Using ^{137}Cs and ^{210}Pb measurements and conventional surveys to investigate the relative contributions of interrill/rill and gully erosion to soil loss from a small cultivated catchment in Sicily. *Soil Tillage Res.* 135, 18–27.
- Prosser, I.P., Dietrich, E., 1995. Field experiments on erosion by overland flow and their implication for a digital terrain model of channel initiation. *Water Resour. Res.* 31, 2867–2876.
- Quinton, J.N., Govers, G., Van Oost, K., Bardgett, R.D., 2010. The impact of agricultural soil erosion on biogeochemical cycling. *Nat. Geosci.* 3, 311–314.
- Raymond, P.A., Bauer, J.E., 2001. Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean. *Nature* 409, 497–500.
- Renfro, A.A., Cochran, J.K., Colle, B.A., 2013. Atmospheric fluxes of ^7Be and ^{210}Pb on monthly time-scales and during rainfall events at Stony Brook, New York (USA). *J. Environ. Radioact.* 116, 114–23.
- Reyss, J.-L., Schmidt, S., Legeleux, F., Bonté, P., 1995. Large, low background well-type detectors for measurements of environmental radioactivity. *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. A Accel. Spectrometers, Detect. Assoc. Equip.* 357, 391–397.
- Ribolzi, O., Andrieux, P., Valles, V., Bouzigues, R., Bariac, T., Voltz, M., 2000. Contribution of groundwater and overland flows to storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment. Quantification by natural chemical tracing. *J. Hydrol.* 233, 241–257.
- Ribolzi, O., Cuny, J., Sengsoulichanh, P., Mousquès, C., Soulléuth, B., Pierret, A., Huon, S., Sengtaheuangoung, O., 2010. Land use and water quality along a Mekong tributary in northern Lao P.D.R. *Environ. Manage.* 47, 291–302.
- Ribolzi, O., Cuny, J., Sengsoulichanh, P., Pierret, A., Thiebaut, J.P., Huon, S., Bourdon, E., Robain, H., Sengtaheuangoung, O., 2008. Assessment of water quality along a tributary of the Mekong River in a mountainous, mixed land-use environment of the Lao P.D.R. *Lao J. Agric. For.* 91–111.
- Ribolzi, O., Moussa, R., Gaudu, J.-C., Vallès, V., Voltz, M., 1997. Etude des crues de transition entre période sèche et période humide, par traçage naturel sur un bassin versant méditerranéen cultivé. *Comptes Rendus Geosci.* 324, 985–992.

Liste des références bibliographiques

- Ribolzi, O., Patin, J., Bresson, L.M., Latsachack, K.O., Mouche, E., Sengtaheuanghoung, O., Silvera, N., Thiébaux, J.P., Valentin, C., 2011. Impact of slope gradient on soil surface features and infiltration on steep slopes in northern Laos. *Geomorphology* 127, 53–63.
- Ribolzi, O., Vallès, V., Bariac, T., 1996. Comparison of hydrograph deconvolutions using residual alkalinity, chloride, and oxygen-18 as hydrochemical tracers. *Water Resour. Res.* 32, 1051–1059.
- Rienzi, E. A., Fox, J.F., Grove, J.H., Matocha, C.J., 2013. Interrill erosion in soils with different land uses: The kinetic energy wetting effect on temporal particle size distribution. *Catena* 107, 130–138.
- Ritchie, J., Mchenry, J.R., 1990. Application of Radioactive Fallout Cesium-137 for Measuring Soil Erosion and Sediment Accumulation Rates and Patterns : A Review. *J. Environ. Qual.* 19, 215–233.
- Ritchie, J.C., Mccarty, G.W., 2003. ¹³⁷Cesium and soil carbon in a small agricultural watershed. *Soil Tillage Res.* 69, 45–51.
- Ritchie, J.C., Spraberry, J.A., McHenry, J.R., 1974. Estimating soil erosion from the redistribution of fallout cesium-137. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 137–139.
- Roder, W., Phengchanh, S., Maniphone, S., 1997. Dynamics of soil and vegetation during crop and fallow period in slash-and-burn fields of northern Laos. *Geoderma* 76, 131–144.
- Rose, C.W., Yu, B., Ward, D.P., Saxton, N.E., Olley, J.M., Tews, E.K., 2014. The erosive growth of hillside gullies. *Earth Surf. Process. Landforms.* *in press*.
- Rumpel, C., Chaplot, V., Planchon, O., Bernadou, J., Valentin, C., Mariotti, a., 2006. Preferential erosion of black carbon on steep slopes with slash and burn agriculture. *Catena* 65, 30–40.
- Saari, H.-K., Schmidt, S., Castaing, P., Blanc, G., Sautour, B., Masson, O., Cochran, J.K., 2010. The particulate ⁷Be/²¹⁰Pb_{xs} and ²³⁴Th/²¹⁰Pb_{xs} activity ratios as tracers for tidal-to-seasonal particle dynamics in the Gironde estuary (France): implications for the budget of particle-associated contaminants. *Sci. Total Environ.* 408, 4784–94.
- Salles, C., Poesen, J., Sempere-Torres, D., 2002. Kinetic energy of rain and its functional relationship with intensity. *J. Hydrol.* 257, 256–270.
- Sarmiento, J.L., Gruber, N., 2002. Sinks for anthropogenic carbon. *Phys. Today* 55, 30–36.
- Schindler Wildhaber, Y., Liechti, R., Alewell, C., 2012. Organic matter dynamics and stable isotope signature as tracers of the sources of suspended sediment. *Biogeosciences* 9, 1985–1996.
- Schuller, P., Iroumé, A., Walling, D.E., Mancilla, H.B., Castillo, A., Trumper, R.E., 2006. Use of Beryllium-7 to Document Soil Redistribution following Forest Harvest Operations. *J. Environ. Qual.* 35, 1756–1763.

Liste des références bibliographiques

- Schwartz, D., Mariotti, A., Lanfranchi, R., Guillet, B., 1986. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of soil organic matter as indicators of vegetation changes in the Congo. *Geoderma* 39, 97–103.
- Sepulveda, A., Schuller, P., Walling, D.E., Castillo, A., 2008. Use of ^7Be to document soil erosion associated with a short period of extreme rainfall. *J. Environ. Radioact.* 99, 35–49.
- Sidele, R.C., Ziegler, A.D., Negishi, J.N., Nik, A.R., Siew, R., Turkelboom, F., 2006. Erosion processes in steep terrain—Truths, myths, and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. *For. Ecol. Manage.* 224, 199–225.
- Siegenthaler, U., 1979. Stable hydrogen and oxygen isotopes in the water cycle, in: Jäger, E., Hunziker, J. (Eds.), *Lectures in Isotope Geology SE - 22*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 264–273.
- Simms, A.D., Woodroffe, C., Jones, B.G., Heijnis, H., Mann, R. A., Harrison, J., 2008. Use of ^{210}Pb and ^{137}Cs to simultaneously constrain ages and sources of post-dam sediments in the Cordeaux reservoir, Sydney, Australia. *J. Environ. Radioact.* 99, 1111–20.
- Six, J., Feller, C., Denef, K., Ogle, S.M., de Moraes Sa, J.C., Albrecht, A., 2002. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils – Effects of no-tillage. *Agronomie* 22, 755–775.
- Sklash, M.G., Farvolden, R.N., 1979. The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.* 43, 45–65.
- Smith, H.G., Blake, W.H., 2014. Sediment fingerprinting in agricultural catchments: A critical re-examination of source discrimination and data corrections. *Geomorphology* 204, 177–191.
- Smith, H.G., Blake, W.H., Taylor, A., 2014. Modelling particle residence times in agricultural river basins using a sediment budget model and fallout radionuclide tracers. *Earth Surf. Process. Landforms*, *in press*.
- Smith, J.C., Galy, A., Hovius, N., Tye, A.M., Turowski, J.M., Schleppi, P., 2013. Runoff-driven export of particulate organic carbon from soil in temperate forested uplands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 365, 198–208.
- Soto, B., Basanta, R., Perez, R., Diaz-Fierros, F., 1995. An experimental study of the influence of traditional slash-and-burn practices on soil erosion. *Catena* 24, 13–23.
- Steele, K.W., Daniel, R.M., 1978. Fractionation of nitrogen isotopes by animals: a further complication to the use of variations in the natural abundance of ^{15}N for tracer studies. *J. Agric. Sci.* 90, 7–9.
- Stoltenberg, N.L., White, J.L., 1953. Selective loss of plant nutrients by erosion. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 17, 406–410.
- Stone, M., Collins, A.L., Silins, U., Emelko, M.B., Zhang, Y.S., 2014. The use of composite fingerprints to quantify sediment sources in a wildfire impacted landscape, Alberta, Canada. *Sci. Total Environ.* 473-474C, 642–650.

Liste des références bibliographiques

- Su, C.-C., Huh, C.-A., 2006. Measurements of ^7Be and ^{210}Pb in cloudwaters: Toward a better understanding of aerosol transport and scavenging. *Geophys. Res. Lett.* 33, L04807.
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* 308, 376–80.
- Talpos, S., Cuculeanu, V., 1997. A study of the vertical diffusion of ^7Be in the atmosphere. *J. Environ. Radioact.* 36, 93–106.
- Tanik, A., Beler Baykal, B., Gonenc, I.E., 1999. The impact of agricultural pollutants in six drinking water reservoirs. *Water Sci. Technol.* 40, 11–17.
- Taylor, A., Blake, W.H., Couldrick, L., Keith-roach, M.J., 2012. Sorption behaviour of beryllium-7 and implications for its use as a sediment tracer. *Geoderma* 187-188, 16–23.
- Taylor, A., Blake, W.H., Smith, H.G., Mabit, L., Keith-Roach, M.J., 2013. Assumptions and challenges in the use of fallout beryllium-7 as a soil and sediment tracer in river basins. *Earth-Science Rev.* 126, 85–95.
- Thornton, S.F., McManus, J., 1994. Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: evidence from the Tay estuary, Scotland. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 38, 219–233.
- Thothong, W., Huon, S., Janeau, J.-L., Boonsaner, A., de Rouw, A., Planchon, O., Bardoux, G., Parkpian, P., 2011. Impact of land use change and rainfall on sediment and carbon accumulation in a water reservoir of North Thailand. *Agric. Ecosyst. Environ.* 140, 521–533.
- Townsend-small, A., McClain, M.E., Brandes, J.A., Anderson, M., Chambliss, C., Curtis, C., Kraus, J., Mahal, M., Mclachlan, K., 2005. Contributions of carbon and nitrogen from the Andes Mountains to the Amazon River : Evidence from an elevational gradient of soils , plants , and river material 50, 672–685.
- Turekian, K.K., Nozaki, Y., Benninger, L.K., 1977. Geochemistry of atmospheric radon and radon products. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 5, 227–255.
- Turkelboom, F., Poesen, J., Trébuil, G., 2008. The multiple land degradation effects caused by land-use intensification in tropical steep lands: A catchment study from northern Thailand. *Catena* 75, 102–116.
- UNESCO (United Nations Educational Scientific and Cultural Organization), 1974. *FAO/UNESCO Soil map of the world, 1:5,000,000 Vol.1*. Paris : UNESCO.
- Valentin, C., Agus, F., Alamban, R., Boosaner, A., Bricquet, J.-P., Chaplot, V., de Guzman, T., de Rouw, A., Janeau, J.-L., Orange, D., Phachomphonh, K., Podwojewski, P., Ribolzi, O., Silvera, N., Subagyono, K., Thiébaux, J.-P., Vadari, T., 2008a. Runoff and sediment losses from 27 upland catchments in Southeast Asia: Impact of rapid land use changes and conservation practices. *Agric. Ecosyst. Environ.* 128, 225–238.
- Valentin, C., Bresson, L.-M., 1992. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma* 55, 225–245.

Liste des références bibliographiques

- Valentin, C., Lestrelin, G., Chanthavongsa, A., Phachomphon, K., de Rouw, A., Chanhphengxay, A., Chaplot, V., Bourdon, E., Bricquet, J.-P., Marchand, P., Pierret, A., Ribolzi, O., Thiebaut, J.-P., 2008b. The MSEC project in the Lao P.D.R. at a glance : biophysical and socio-economic background and project experimental set up. *Lao J. Agric. For.*
- Valentin, C., Poesen, J., Li, Y., 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena* 63, 132–153.
- Van de Giesen, N.C., Stomph, T.J., De Ridder, N., 2000. Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics in a West African catena landscape. *Hydrol. Process.* 14, 165–175.
- Vezina, K., Bonn, F., Van, C.P., 2006. Agricultural land-use patterns and soil erosion vulnerability of watershed units in Vietnam's northern highlands. *Landsc. Ecol.* 21, 1311–1325.
- Vuille, M., Werner, M., Bradley, R.S., Keimig, F., 2005. Stable isotopes in precipitation in the Asian monsoon region. *J. Geophys. Res.* 110, 1–15.
- Wada, E., Minagawa, M., Mizutani, H., Tsuji, T., Imaizumi, R., Karasawa, K., 1987. Biogeochemical studies on the transport of organic matter along the Otsuchi River watershed, Japan. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 25, 321–336.
- Wallbrink, P.J., Murray, A.S., 1994. Fallout of ^7Be in South Eastern Australia. *J. Environ. Radioact.* 25, 213–228.
- Wallbrink, P.J., Murray, A.S., 1996. Distribution and Variability of ^7Be in Soils Under Different Surface Cover Conditions and its Potential for Describing Soil Redistribution Processes. *Water Resour. Res.* 32, 467–476.
- Walling, D.E., 2005. Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. *Sci. Total Environ.* 344, 159–84.
- Walling, D.E., 2012. Beryllium-7 : The Cinderella of fallout radionuclide sediment tracers? *Hydrol. Process.* 27, 830–844.
- Walling, D.E., 2013. The evolution of sediment source fingerprinting investigations in fluvial systems. *J. Soils Sediments* 13, 1658–1675.
- Wang, B., Clemens, S.C., Liu, P., 2003. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: implications on geologic timescales. *Mar. Geol.* 201, 5–21.
- Wei, W., Jia, F., Yang, L., Chen, L., Zhang, H., 2014. Effects of surficial condition and rainfall intensity on runoff in a loess hilly area, China. *J. Hydrol.*
- Whiting, P.J., Matisoff, G., Fornes, W., Soster, F., 2005. Suspended sediment sources and transport distances in the Yellowstone basin. *Geol. Soc. Am. Bull.* 515–529.
- Wilkinson, S.N., Hancock, G.J., Bartley, R., Hawdon, A. A., Keen, R.J., 2013. Using sediment tracing to assess processes and spatial patterns of erosion in grazed rangelands, Burdekin River basin, Australia. *Agric. Ecosyst. Environ.* 180, 90–102.

Liste des références bibliographiques

- Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.* 111, 89–106.
- Wu, Y., Bao, H.-Y., Unger, D., Herbeck, L.S., Zhu, Z.-Y., Zhang, J., Jennerjahn, T.C., 2013. Biogeochemical behavior of organic carbon in a small tropical river and estuary, Hainan, China. *Cont. Shelf Res.* 57, 32–43.
- Xiaojun, N., Xiaodan, W., Suzhen, L., Shixian, G., Haijun, L., 2010. ^{137}Cs tracing dynamics of soil erosion, organic carbon and nitrogen in sloping farmland converted from original grassland in Tibetan plateau. *Appl. Radiat. Isot.* 68, 1650–5.
- Yamamoto, M., Sakaguchi, A., Sasaki, K., Hirose, K., Igarashi, Y., Kim, C.K., 2006. Seasonal and spatial variation of atmospheric ^{210}Pb and ^7Be deposition: features of the Japan Sea side of Japan. *J. Environ. Radioact.* 86, 110–31.
- Yun-Liang, S., Wu, Y., Mei-E, R., 1985. Hydrological characteristics of the Changjiang and its relation to sediment transport to the sea. *Cont. Shelf Res.* 4, 5–15.
- Zech, W., Senesi, N., Guggenberger, G., Kaiser, K., Lehmann, J., Miano, T.M., Miltner, A., Schroth, G., 1997. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma* 79, 117–161.
- Zhang, F.-B., Yang, M.-Y., Walling, D.E., Zhang, B., 2013. Using ^7Be measurements to estimate the relative contributions of interrill and rill erosion. *Geomorphology*.
- Zheng, J.-J., He, X.-B., Walling, D.E., Zhang, X.-B., Flanagan, D., Qi, Y.-Q., 2007. Assessing soil erosion rates on manually-tilled hillslopes in the Sichuan hilly basin using ^{137}Cs and measurements. *Pedosphere* 17, 273–283.
- Zhu, J., Olsen, C.R., 2009. Beryllium-7 atmospheric deposition and sediment inventories in the Neponset River estuary, Massachusetts, USA. *J. Environ. Radioact.* 100, 192–7.

Liste des références bibliographiques

Annexes

Annexe 1 : Liste des échantillons de sols collectés et résultats des analyses

Cette annexe est fournie en format numérique (fichier Excel), temporairement disponible via le lien de téléchargement ci-dessous :

<https://cloud.lsce.ipsl.fr/public.php?service=files&t=f36948859f5da696eb3c1de0742571df>

Annexe 2 : Calculs de débit avec l'équation de Manning-Strickler - Description des sections mouillées et des relations hauteur d'eau / débit obtenues

Cette annexe est fournie en format numérique (fichier Excel), temporairement disponible via le lien de téléchargement ci-dessous :

<https://cloud.lsce.ipsl.fr/public.php?service=files&t=e40218acb085cef92f3c66a2c1090cd3>

Annexe 3 : Résultats des analyses de granulométrie

Cette annexe est fournie en format numérique (fichier Excel), temporairement disponible via le lien de téléchargement ci-dessous :

<https://cloud.lsce.ipsl.fr/public.php?service=files&t=d88f722c8522f95a9d9da3982fa41c46>

